

普通高等教育地质矿产类规划教材

专门水文地质学

（修　订　版）

房佩贤　卫中鼎　廖资生　主编

地质出版社

普通高等教育地质矿产类规划教材

专门水文地质学

（修 订 版）

房佩贤　卫中鼎　廖资生　主编

地 质 出 版 社
· 北 京 ·

内 容 简 介

本书是1987年版《专门水文地质学》的修订本，是按部颁教学大纲编写的。全书共三篇十六章。第一篇水文地质调查方法，介绍了水文地质调查的工作过程，对如何运用各种水文地质调查手段解决各项水文地质生产任务，作了理论阐述与方法论证。其重点是水文地质试验、动态与均衡，并充实了水文地质物探内容。第二篇供水水文地质，为本书核心，全面论述了与供水勘察有关的内容；突出介绍了当前国内、外地下水水量计算与地下水资源评价，加大了地下水资源的开发利用、保护与科学管理等内容。第三篇矿床水文地质，在论证矿床充水条件的基础上，重点介绍了矿坑涌水量预测、矿床疏干的原理、方法和应用，以及矿井突水的机理，增加了矿区环境地质等内容。

修编后，本书更加符合教学规律，并反映了现代水文地质科学的水平。

第一版书中所附实习作业部分，将编写成水文地质实践教材单行本，作为配套教材出版。

本教材可作为高等院校水文地质工程地质、水文地质、工程地质、环境地质、采矿、水利工程等专业的教材或相近专业的参考书，也可供从事上述各专业的工程技术人员使用。

* * * *

本书于1994年5月经地质矿产部水文地质课程教学指导委员会审查通过，同意作为普通高等学校规划教材出版。

图书在版编目（CIP）数据

专门水文地质学/房佩贤等主编．-北京：地质出版社，1996.11
普通高等教育地质矿产类规划教材
ISBN 7-116-02110-8

Ⅰ．专…　Ⅱ．房…　Ⅲ．水文地质-高等学校-教材　Ⅳ．P641
中国版本图书馆CIP数据核字（96）第16517号

地质出版社出版发行
（100083　北京海淀区学院路29号）
责任编辑：戴鸿麟　屠涌泉
*
河北香河印刷厂印刷　新华书店总店科技发行所经销
开本：787×1092 1/16　印张：17.375　插页：1页　字数：408000
1996年11月北京第一版・1996年11月北京第一次印刷
印数：1—3000册　定价：13.65元
ISBN 7-116-02110-8
P・1583

修订版前言

《专门水文地质学》自1987年第一版出版以来，满足了前几年各院校教学之需。为适应当前教学和改革的形势，经地质矿产部水文地质课程教学指导委员会和部教材室的批准，对原版《专门水文地质学》进行了修订。

当前，各院校正在进行专业调整和改革课程设置。考虑到大学本科专业教学水平和我国专门水文地质工作的发展要求，为扩大其适应性，修订工作仍以地质矿产部统一教学大纲为基础。课程内容以教授学生掌握水文地质调查工作的基本技能训练为主，以培养学生分析和解决生产实际问题的能力。

经过修订，全书减少了某些陈旧与规范性的内容，更新与增加了某些现代水文地质调查方面的理论与方法，加强了启发性教学，许多章节作了较大的改动。

修订制仍保持了原教材的三篇结构：第一篇水文地质调查方法，重点介绍各种水文地质调查手段，对如何运用这些手段去解决各种水文地质生产问题，作了理论阐述与方法论证；第二篇供水水文地质，以地下水资源量的计算、水质和水量的评价为重点，加强了对地下水开发利用、保护和科学管理等内容的介绍；第三篇矿床水文地质，重点介绍了矿坑涌水量预测、矿床疏干与矿井突水，增加了矿区环境地质等内容。

修订工作是在1987年版《专门水文地质学》各章内容的基础上进行的，由房佩贤、卫中鼎、廖资生主编。廖资生修订第一篇；卫中鼎修订第二篇；房佩贤修订第三篇；余国光提供了14章的部分修订稿。最后，由房佩贤统编全稿。成稿后，原编者对多数章节作了审阅。

修订后的《专门水文地质学》，其科学性、适应性均有较大提高，符合教学规律，并反映了现代水文地质科学的水平，更加适合于对水文地质、工程地质、环境地质及有关专业大学本科（及专科）生的教学要求。

为加强实践教学，第一版书中所附实习作业说明部分，将与野外实习指导书一起编写成独立的实习指导书，以配套教材单行本出版。

书稿于1994年5月经地质矿产部水文地质课程教学指导委员会全体会议审查通过，由杨立铮、李慈君、杨解等先生主审。会后，编者据评审中提出的意见进行了修改。

在修订过程中，曾受到水文地质课程教学指导委员会、部教材室的指导和有关院、校、系及教材科的支持，还得到了屠涌泉、刘金山、胡宽瑢、李同斌及邹立芝诸先生的帮助，承蒙李玮绘图，在此一并致谢。

受编者水平所限，书中错误与不足之处，实所难免，切望读者予以指正。

修订者

1994年5月

第一版前言

《专门水文地质学》是高等地质院校水文地质专业主要专业课程之一，是在学完水文地质学基础、水文地球化学和地下水动力学等专业课之后进行学习的；是一门探讨水文地质调查技术理论和方法的课程。学习本课程后，学生能基本掌握水文地质的一般工作方法，具有分析和解决某些专门水文地质问题的初步能力。

本教材是按照地质矿产部所属地质院校统一制定的水文地质专业（四年制）教学计划和专门水文地质学教学大纲（试行），在1981年杨成田主编的《专门水文地质学》试用教材基础上编写的。按照教学大纲的要求精减了原教材的许多内容，去掉与其他专业课重复的内容；增加了室内实习指导书部分；水文地球化学部分，由于已独立设课讲授，故全部从本教材中去掉；注意到对大学本科生的要求和目前实际水平，确定了某些内容的起点和深度；某些内容上注意吸收了国内外的新方向、新内容；同时注意了与选修课和研究生课程的分工。

本教材分为三篇，统一排为18章。第一篇介绍了水文地质一般工作方法；第二篇供水水文地质和第三篇矿床水文地质部分，则是以两类有代表性的专门水文地质工作为对象，介绍了运用地质、水文地质理论和方法，进行水文地质勘探和评价的原理与方法。本教材还按大纲要求编写出28学时的课内实习和作业，以加强实践环节的教学。

本教材由长春、成都和河北地质学院合编，由长春地质学院房佩贤担任主编。第一、二、六、十三章及绪言由房佩贤编写；第三、十四及十五章由谭绩文编写；第四及五章由王家昌编写；第七、十、十一及十二章由廖资生编写；第八及九章由卫中鼎编写；第十六章由余国光编写；第十七及十八章由胡宽瑢编写。实习部分由曹剑峰编写❶。讨论修改后，第一篇由廖资生统编、第二篇由卫中鼎统编、第三篇由房佩贤统编。全书由房佩贤统编。最后卫中鼎参加定稿。

地质矿产部水文地质教材编审委员会，于1985年9月在大连召开了第四次会议，对本教材进行了评审。参加评审者有编委会主任王大纯教授，任天培教授，杨成田、张人权、吴登敖副教授及孙志文、吴在宝、尹树仁、许绍倬、王增银等同志。会后，我们依据评审中提出的意见进行了认真地修改和补充。但不足之处实所难免，切望指出。

本教材由李玮和苏雅志等同志绘图与植字。编写中，还得到有关学院教务部门和水文工程地质系的大力支持。对上述所有同志和单位，编者们一并深表谢意。

编　者

1986年5月

❶ 实习一、二、三采用成都地质学院资料。

目　录

第二篇 供水水文地质

第三篇 矿床水文地质

绪　言

一、专门水文地质学的任务与内容

专门水文地质学是水文地质工程地质专业的主要专业课之一，是在讲完专业理论课之后开设的专业技术方法课。它是在地质、水文地质基本理论指导之下，论述水文地质调查理论与方法的课程。其任务是使学生学会在生产中能够经济合理地安排（选择）水文地质调查工作种类和工作量，分析和解决实际问题，培养学生具有完成水文地质生产和科学研究任务的能力。

本课程包括水文地质调查方法、供水水文地质和矿床水文地质三个部分的内容。

水文地质调查方法部分，主要介绍水文地质调查应用的技术方法，即根据不同任务，按照经济技术合理的原则，论证在不同条件下进行水文地质调查时应采用的水文地质调查手段（工作种类）、应用原则、工作量、技术要求及成果整理等内容。在介绍某些工作的具体技术要求时，是以水文地质普查和供水水文地质勘查为基础，并适当引伸到更深入的勘查阶段和涉及到的其他目的的水文地质勘查工作的某些内容。

供水水文地质部分，重点讨论为供水目的而进行专门性水文地质调查时对地下水水质、水量的评价方法及要求，地下水资源的合理开发、保护与管理。其次，对各种水文地质调查手段，在供水水文地质勘查工作中的运用也作了某些探讨。这部分内容为本课程的重点，体现了当前水文地质理论与技术的发展水平。

矿床水文地质部分，是探讨在进行矿床地质调查的同时所进行的水文地质调查工作。主要论证了不同类型固体矿床的天然充水条件和开采后水文地质条件的变化规律，介绍了矿井涌水量预测和防治矿井突水的理论方法、矿床疏干与采矿导致的环境地质问题等，以及与之有关的水文地质调查内容。

学生们学完这三部分内容，即可掌握水文地质调查的基本内容和方法，即使遇到本课程未介绍到的生产项目（如环境水文地质调查、地下热水勘探、沼泽疏干等），也可依据所学的原则和方法，进行水文地质调查工作。

二、我国水文地质调查工作的发展概况

我国是世界上最早寻找、调查、开发利用地下水的国家之一，从丰富的考古发掘资料、各种古籍的记述及温（矿）泉、矿产开发利用之早等方面，都可得到证实。

我国开发利用地下水的历史悠久。解放后，发现的余姚河姆渡井，据碳-14测定已有5700年的历史[1]，属新石器时代中期所建。在上海松江发现了距今约5千年前的水井，在邯郸、洛阳也发现了约4千年前属于新石器时代晚期的水井。据文献〔1〕中16页统计，目前，我国已在河北、河南、山西、陕西、江西、江苏、湖北及北京等省市发现了由夏、商到战国（公元前2100—公元前222年）期间的水井18处，共97口，说明我国井采利用地

下水的历史久远。

在《诸子钩沉》中，作者从先秦诸子的20多种古籍中摘出150条有关水及地下水的材料[1]，涉及到水的特性、水（或地下水）的补给来源、径流、排泄和动态，水循环、井、泉、找水方法及提水工具、环境保护、水土病及环境对人体健康的影响等内容。

在凿井技术方面，据记载，四川在公元前250年左右，已于广都（今成都附近双流一带）凿井开采卤水制盐。到公元280年，古江阳（今四川自流井一带）县彝族人梅泽，凿一井自喷卤水，便称之为“自流井”[1]，这是世界上最早开凿的自流井。到宋朝（11世纪中叶），创造了“冲击式顿钻凿井法”，凿出了口小井深的卓筒井，大大促进了我国古代凿井技术的发展。这些凿井和找水技术，在明朝学者徐光启著《农政全书》和宋应星著《天工开物》中皆有详细总结。1835年（清道光年间），自贡桑海井打至1001.42m深，为世界上第一口超1000m深钻，钻入三叠系嘉陵江灰岩层中，大规模地开发了自流井中的天然气和卤水资源❶。

我国的矿产开发史也是悠久的。郑州商朝早期的炼铜场遗址，出土有青铜制的礼器、兵器和工具。湖北铜绿山古矿冶遗址出土的坑木，经碳14测定，最早者距今3260±100年（商朝），最晚者为距今2075±80年（西汉），多数为2500—2800年左右（相当春秋时期）[1]。已清理出地下数百座竖井、斜井和盲井，有的深达地表下50m，照明、通风、排水和提升皆自成系统。其中，排水系统相当完整，还发现有水桶等排水工具。这是迄今世界上发掘的面积最大、技术最先进的古代采矿和冶炼遗址。正是在这些矿山中，人们在长期不断发生和排除水患中，积累了丰富的与矿井水作斗争的知识与经验。

临潼的骊山温泉，即华清池，相传3千年前周幽王就加以利用，秦汉时用于疗疾，至唐朝达到极盛。北魏郦道元的《水经注》中，例举了全国温泉41处；明末清初顾祖禹《读史方舆纪要》中，记载温泉500余处；1956年，章鸿钊《中国温泉辑要》辑录温泉972处；据1973年资料，我国已发现地下热水露头（包括温泉和热水孔）达2千余处[4]。

从上述史实看出，我国开发利用地下水的历史最悠久，对水文地质理论的建树及调查技术的应用皆有过突出贡献，曾居领先地位。

但是，由于我国长期处于封建社会，特别是近百年的半殖民地和半封建社会制度，严重地阻碍了水文地质科学知识和技术方法的发展，未能形成近代科学体系。

正是在此期间，尤其是在18世纪中叶以后，欧洲在产业革命推动下，大工业得以发展，生产水平不断上升。由于矿冶业和现代科学技术的发展，先后推动了已处于萌芽之中的地质学和水文地质学的深入发展。地质科学的形成，一般认为是在19世纪中到20世纪初，水文地质学也成为地质学科中的应用分支学科[5]。

据史料记载，我国在辛亥革命后，国人重视了地质科学，开展了地质工作。但直到1916年才建立了自己的地质队伍，开始了大面积的地质调查与研究工作，建立起地质学科，取得了许多宝贵的学术成果。

解放前，我国仅有极少数的地质工作者，作过少量的水文地质调查与凿井供水工作。上海于1860年开始凿深井，到1921年有深井22口，年开采量在30万t以上。北京的几口自流井开凿于1920年前后，深30.48m左右，自溢，水质好。天津于1930年调查时有井9口，

❶ 引自《自贡市盐业历史博物馆简介》等资料。

皆自流。谢家荣在1929年发表了《钟山地质与南京井水供给的关系》，傅健1935年发表了《陕西西安市地下水》，梁文郁于1948年写有《兰州附近水源地质之研究》等调查报告。1933年，朱庭祜等人在南昌附近、王钰等人在河南作过农田灌溉用水的调查，有《江西南昌附近之地下水》和《河南安阳、林县、淇县、濬县一带地下水》两册报告。同时，李书田发表了《河北省开发自流井灌田之调查研究》，方鸿慈发表了《华北涌泉概况》和《济南地下水调查及其涌泉机构之判断》等文章[1]。此间，由于忽视水文地质工作，致使采矿中矿井突水和淹井等灾害事故时有发生，损失无法估计。

1949年，中华人民共和国成立。建国初期，为适应大规模经济建设的需要，我国引进了原苏联的模式，建立了水文地质工程地质生产队伍，组建起科学研究机构和开办了专业教育。至此，我国有了完整的水文地质科学体系，勘探、建设了一批水源地和重点矿区，满足了急需。

到本世纪60年代中期，开始了十年"文革"动乱，各项水文地质工作都受到了严重影响，甚至有所停顿，给前进中的水文地质事业造成了无可弥补的损失。

在其后的几个五年计划中，尤其是自70年代末期以来，我国实行了改革开放政策，国民经济得到飞速发展。此间，完成了许多大型的供水、疏干等专门性水文地质调查项目与科研课题，总结出了我国的水文地质理论与实践经验，完善了新技术方法，出版了大量的水文地质专著、图件、刊物及各种规范和教材。

在水文地质普查方面，到1991年底，全国区域水文地质调查完成了820万$km^2$❶。部分地区采用了"航、卫片解译"新手段。在一些开发区，进行了1：5万或更大比例尺的水文地质填图。

同时，还提高了深部水文地质钻探和各项水文地质物探工作质量，完善了成井工艺，采用了新材料；在一批大型项目中进行了生产性群孔大型抽水试验和现场水质弥散试验，方法先进，成果精确；应用同位素技术的项目大增，应用范围拓广。

供水勘查，尤其是地下水资源评价工作，至80年代初已广泛应用了电子计算机技术，推广了非稳定流理论和模拟技术。在许多计算域中建立了物理的及数学的模拟模型，较好地解决了复杂条件下地下水资源的评价问题。继之，在较多项目中采用了系统工程理论和最优化技术，开展了地下水资源管理模型的研究工作，标志着我国水文地质科学已步入以地下水资源管理和保护为中心的发展阶段。这是一项国际性的先进措施，用以达到合理利用、调控、保护及管理水资源，以及保护地质环境的目的。

此间，重视了矿床及矿井水文地质工作，至1983年底，全国15 750个已探明储量的矿区，都进行了相应的水文工程地质勘探，为全国县以上的6000多个已开发的国营矿山提供了水文工程地质资料❷，基本上杜绝了较大灾害性的突水事故，保证了采矿安全。80年代，对岩溶矿床水文地质与调查方法的认识有了较大的提高，矿床水文地质分类有了创新，涌水量预测采用了新方法，对矿井突水进行了深入研究。

在人类面临人口膨胀、资源短缺和环境恶化的形势下，世界上淡水普遍匮乏，国内许多城镇、工农业区的供水也日益紧张，并加剧了环境的恶化。因此，开始重视和开展了环

❶ 朱训：为地质科学技术的繁荣与发展而奋斗，1992.9.20。
❷ 余浩：为矿产资源开发服务的矿区水文地质工程地质工作，1986年。

境地质的调查研究及地质灾害的防治工作。目前，已在一些重点地区进行了环境地质的综合评价、预测和防治工作。

某些地方病和医学水文地质理论研究，也取得较大进展，改水防病收到了明显效果。

在地下水动态均衡研究方面，各地恢复和新建了地下水动态观测站或环境水文地质站，加强了动态均衡的观测与研究。长观资料的信息储存手段有所改进，储存量大幅度提高。

从50年代开始，我国有关部门多次召开了全国水文地质及工程地质工作会议，加强了对水文工程地质的生产、科研和教学的领导，组织、完成了许多国家和地方性的大型生产与科研项目。重点的科研项目有："岩溶充水矿床水文工程地质（回访）研究"、"华北地区水资源评价和开发利用研究"、"中国北方岩溶地下水资源及大水矿区岩溶水的预测、利用与管理的研究"等。这些项目的完成，对推动各时期的生产发展，提高我国的水文地质理论与技术方法水平起了重要作用。

与此同时，有关单位❶还召开了多次水文地质学术会议，及时总结交流了工作经验，推广了先进的技术方法，推动了各时期的水文地质工作，提高了理论水平。

自70年代末开始，国家加强了保护环境和水资源的立法工作。1979—1984年间，先后颁发了《中华人民共和国环境保护法（试行）》、《中华人民共和国海洋环境保护法》、《中华人民共和国水污染防治法》，对保护我国自然环境、水资源、生态平衡及保障人体健康，作了法律规定。1988年实施的《中华人民共和国水法》中规定，国内"开发、利用、保护、管理水资源，防治水害，必须遵守本法"，以期充分发挥水资源的综合效益。还对违反本法规的法律责任作了明确规定[3]。

总之，自80年代以来，我国各种专门性水文地质工作，已走上加强法制、提高理论水平与采用新技术方法的新阶段。其标志是：

（1）走上了法治轨道，加强了组织领导；

（2）从找水和一般性地下水资源评价阶段，进入了水资源管理阶段，并实行了"三水"的综合评价与管理；

（3）矿床水文地质工作，深入重点大水矿区；矿井水文地质工作有了提高，矿井突水预报与防治成为重点工作；

（4）重视和开展了环境地质的调查研究，使一些恶化了的地质环境得到了改善；

（5）加强了同一地下水（或泉）域内供水、排水与地质环境的综合评价和综合治理的调查与研究；

（6）注意了人工调蓄地下水资源，推广了地下水人工补给的调查研究和实施；

（7）与国际水文地质界的交流更加广泛，引入国外最新信息的速度变快、量也加大；

（8）结合新理论，应用新技术，提高了水文地质工作的质量。在水文地质科学理论和实践的某些方面，我国已步入世界先进行列。

我国的水文地质科学，已经或正在发展成具有多个分支学科的现代水文地质科学体系。就全国来看，虽然还有盲目开采地下水的情况，某些地区的地质环境也在继续恶化，但水文地质工作确实获得了巨大发展，取得了上述成就。当然，从满足需要和与国际上发达国家相比，尚存在着许多差距。诸如"三水"的统一规划与管理、水资源评价方法及管理模

❶ 如中国地质学会水文地质专业委员会在1978—1989年间就召开了12次水文地质学术会议。

型实用性研究、多重介质含水层模型及污染模型的研究、人工补给理论与技术的研究、矿井突水和环境地质问题的预报与防治、地下水生态系统的研究方法、未来地下水灾害的综合研究方法、同位素技术的应用与推广、深部地下水的探测技术、高山沙漠森林区的水文地质调查技术等，都有待进一步提高。这就要求我国水文地质工作者，为全面达到世界先进科学水平而努力工作。

参 考 文 献

〔1〕沈树荣等著：水文地质史话·札记，水文工程地质选辑，第21辑，地质出版社，1985.4。

〔2〕中国地质学会地质学史委员会编：地质学史论丛（二），地质出版社，1989.11。

〔3〕中华人民共和国水法，1988.7.1起施行。

〔4〕水文工程地质研究所编著：地下热水普查勘探方法，地质出版社，1973.3。

〔5〕王大纯、张人权等编著：水文地质学基础，地质出版社，1986.6。

第一篇　水文地质调查方法

第一章　水文地质调查工作概述

§1　水文地质调查的目的、任务与重要性

水文地质调查工作的目的在于，运用各种技术方法和手段揭示一个地区的水文地质条件；其任务是为工程项目设计或国民经济发展规划的制定提供所需的水文地质资料。

虽然不同部门的发展规划和不同工程项目的设计所需的水文地质资料各有所异，水文地质调查的目的、任务也各有侧重，但是它们对基础水文地质资料的要求、调查中使用的基本手段、勘查工程的布置原则等，却有许多共同之处。这些共同之处，便是本篇所要讲述的主要内容。

水文地质调查工作是一项复杂而重要的工作。其复杂性主要表现在调查方法的种类繁多，除了传统的各种地质调查方法、手段外，还有许多针对地下水本身特性（如流动性和水质、水量随时间而变化等）的勘查方法。水文地质调查工作的重要性主要体现在三个方面：

（1）认识来源于实践。水文地质资料来源于调查。一切水文地质生产和科学研究成果质量的高低和结论的正确与否，主要决定于占有实际资料的多少及其是否正确可靠。而这一切又决定于水文地质调查手段的使用和布置是否得当和调查勘探工作是否严格按照有关规程（范）的要求进行的。

（2）水文地质调查（与勘探）是一项费用很高、工期较长的工作。勘探工程布署不当或不按规程的技术要求进行，其后果将是既浪费勘查费用，又不能提供工程设计所需的水文地质资料。如果据其得出错误的结论，将会给工程建设、国家财产、生产环境等多方面造成巨大的损失。例如，一个日产水3～5万m^3的地下水源地，其初勘或详勘阶段的勘查费用，少则40～50万元，多则上百万元。峰峰矿区为王凤煤矿开采深部煤层的疏干工程设计而进行的水文地质勘查工作，持续了三年多的时间，打了近百个钻孔，费用高达1200万元。有的勘查工程，虽花费了大量费用，但提供不出所需的水文地质资料。因错误结论而给工程建设造成重大损失者，也不乏其例。某省会拟在城市主要水源（水库）上游河谷中，建设一个日产水量15万m^3的特大型地下水源地，用了两年时间，花费了220万元的勘查费。由于对下游水库来水量和当地农业用水可能产生的影响缺乏有力的论证，所提交的15万m^3/d开采量没有保证，只好放弃拟建的地下水源地工程。辉南某工厂的供水工程，由于未进行初勘设计阶段的勘查工作，详细勘查阶段的勘查范围又确定得太小，结果投资上百

万元，打了20多个钻孔，只有一个日产水量800m³的钻孔可供开采，远远满足不了工厂3000m³/d的需水量要求。事后，只好另选新的勘探区，重新进行水源勘探。

(3) 以上失误的水文地质勘查实例告诉我们，一个担负着水文地质勘查任务的专家，仅仅掌握水文地质的基础理论知识是不够的。只有那些既有较高水平的专业理论知识，又懂得如何进行水文地质调查工作的人，才能胜任水文地质生产、科研工作的重任。

§2　水文地质调查工作的类型

水文地质调查工作，按其目的、任务和调查方法特点，可分为三个类型。

一、区域性水文地质调查

此类调查是指中、小比例尺的综合性水文地质调查。该类型水文地质调查的目的是，为制定某项国民经济的远景规划提供水文地质依据。有时，这种调查也可能是为某项专门性的水文地质调查任务（如城市供水、矿山排水、环境水文地质调查）提供区域性的水文地质背景资料。如一些大型供水项目，为提出几个可能的水源地比较方案，或为查明水源地的补给范围、补给来源、补给边界位置和性质，皆需进行区域性的水文地质调查工作。

区域性水文地质调查的主要任务是，概略查明区域性宏观的水文地质条件，特别是区域内地下水的基本类型及各类地下水的埋藏分布条件、地下水的水量及水质的形成条件，以及地下水资源的概略数量。

区域性水文地质调查的范围一般较大，可以是数百、数千或上万平方公里。具体范围视任务需要而定，可以是某个自然单元，也可以是某个行政区域，或一个或数个较大的水文地质单元等；有时，是按国际地形图幅进行的。调查图件的比例尺，一般小于1：10万。

二、专门性水文地质调查

本类型水文地质调查工作的目的是，为某项具体工程建设项目的设计提供所需的水文地质资料；有时，为了进行地下水某方面的科学研究（如建立地下水资源管理模型、进行地下水人工回灌等），也要开展这种水文地质调查工作。

专门性水文地质调查的任务是，较详细地查明调查区内的水文地质条件，解决所提出的生产问题，保证工程项目设计所要求的水文地质资料。

专门性水文地质调查的范围，视工程项目的规模或科研课题的需要而定。例如，供水水文地质调查的范围，要根据需水量的大小来确定，一般应包括水源地在开采条件下可能增加的补给范围；矿床水文地质调查的范围，应根据矿井在最大疏干深度条件下可能补给矿井涌水的补给范围来确定；环境水文地质调查的范围，至少应把地下水污染区和污染源包括在内。专门性水文地质调查的比例尺，一般要求大于1：5万。

三、地下水动态和均衡的监测

该项工作的目的是多方面的，因为不管是任何类型的水文地质调查和研究工作，在定性或定量评价水文地质条件时，都需要有地下水动态和均衡方面的资料。

地下水动态和均衡要素监测工作的持续时间，有长有短。如为区域或专门性水文地质调查提供地下水动态、均衡资料的监测工作，则可仅在某一段时间内进行，一般只要求延续1—2年；如果是为各种国民经济建设长远、综合目的（包括地下水资源管理及保护）而进行的监测工作，则是永久性的。

随着地下水资源的大规模开发利用，与地下水开发有关的环境地质问题越来越多。因此，为管理和保护地下水资源，以及保护地质环境，地下水动态的监测任务将越来越繁重，其意义日显重要。监测的项目不仅是地下水水位、水量、水质等，许多与地下水有关的环境地质项目及开发利用地下水的经济指标，也将被列入长期监测范围之内。

§3 水文地质调查工作阶段的划分

一、水文地质调查工作划分阶段的必要性

除区域性水文地质调查工作外，专门性的水文地质调查任务，一般都是分阶段进行的，其原因主要是：

（1）专门性水文地质调查是为工程建设项目设计服务的，而项目的设计工作一般都是分阶段进行的。不同设计阶段所需水文地质资料的内容和精度也有不同的要求。为满足设计的需要，水文地质调查工作亦应划分为相应的阶段来进行，以防止所提供的水文地质资料不符合某个设计阶段需要的情况出现。

（2）调查工作之所以分为不同的阶段，是人们由浅入深正确认识事物过程的规律在水文地质调查工作中的反映。分为不同的调查阶段，可以防止我们对调查区水文地质条件认识上的疏忽、遗漏或片面性；可以使整个调查工作一步一步逐渐深入地进行，就可以避免在调查工作中犯重大的、全局性的错误。如前述辉南某厂的供水勘查工作的失败，就是由于调查工作之初没有进行工程前期论证（或规划设计）阶段和初步勘查阶段的工作，没有提出不同水源地的方案进行比较，仅是在工厂附近几平方公里的小范围内进行详查阶段的水文地质勘查工作造成的。虽投入了大量钻探工作量，但提供的水量却达不到需水量要求，不得不另选新区进行勘查工作。

二、水文地质调查阶段的划分方案

不同任务的专门性水文地质调查工作，其调查阶段的划分，一般是各不相同的，包括划分的阶段数和阶段名称都不相同。下面介绍我国不同部门对供水水文地质调查阶段的划分情况（表1—1）。

表1—1 我国不同部门对供水水文地质调查阶段的划分

调查阶段名称 部门 / 调查任务	地矿部标准城镇及工矿供水水文地质勘察规范（1987年）DZ44-86	国家地质矿产储量委员会规定（1989年）	建设部标准城市供水水文地质勘察规范（1988年）CJJ16-88	专门水文地质学教材（1987年）
为城市总体规划或供水工程立项提供水文地质依据	前期论证	调查	规划	规划设计（厂址选择）
进行不同水源地方案的比较，确定拟建水源地段，为供水工程初步设计提供水文地质依据	初步勘察	普查	初勘	初步设计勘察
对选定的水源地地下水资源作出可靠评价，提出开采方案，预测开采地下水对环境的影响	详细勘察	详查	详勘	详细设计勘察
确定已开采水源地扩大开采的可能性，解决开采地下水引起的环境地质问题	开采阶段的勘察	勘探	开采	开采调查

从表1—1看出，就供水勘查来说，不同部门所划分的调查阶段数和每个阶段的任务是基本一致的，仅调查阶段的名称有所不同。

对于农田灌溉供水水文地质调查工作，鉴于农田供水的保证程度较低，故一般只需划分为普查、详查和开采三个调查阶段。

对于矿床水文地质调查阶段的划分，原则上应与矿床地质勘探阶段的划分相一致，划分为普查找矿、初勘与详勘三个阶段；对某些矿床，把详勘又分为详查与精查两个阶段。

对于其他任务的专门性水文地质调查的阶段划分，目前尚无统一的规定，可据调查任务的重要性及水文地质条件的复杂程度划分为区域性水文地质调查和专门性水文地质调查两个阶段，有时只需进行补充性的水文地质调查即可。

三、划分水文地质调查阶段的具体要求

表1—1所列供水水文地质的调查阶段是针对水文地质条件较复杂的大型供水工程项目而规定的。对某个具体工程勘查项目应划分为几个勘查阶段，应当根据当地水文地质条件的复杂程度、工程建设项目的规模和重要性及已有水文地质研究程度等具体确定。如：

（1）已有1∶20万或1∶10万比例尺的区域水文地质调查成果，或者供水工程项目规模较小，可不进行规划阶段（或前期论证阶段）的调查工作，或只进行补充性的调查工作。

（2）如供水工程项目无不同的水源地比较方案，则可将初勘和详勘合并为一个阶段。

（3）需水量较小的单个工厂、矿山、企事业单位的供水工程项目，当水文地质条件又不十分复杂，只需开凿2—3个钻孔即可满足需水量要求时，可采用勘探开采结合方式，直接进入开采阶段的调查。

§4　水文地质调查所使用的主要手段

地下水是一种比地质矿产复杂得多的资源。因此，其调查方法亦要比一般地质矿产资源的调查方法复杂得多。除一般的地质矿产调查手段外，尚有许多针对地下水资源特点而建立起来的调查方法。

最基本的水文地质调查所使用的手段或称工作种类有六种，即水文地质测绘，水文地质钻探，水文地质物探，水文地质野外试验，室内分析、测定、模拟实验及地下水动态与均衡研究。

近年来，随着现代科学技术发展而革新、引进和建立的新调查方法有：航、卫片地质-水文地质解释，各种直接寻找地下水的物探方法，水文地质参数的直接测定方法，地下水同位素测试技术等。这些先进的调查手段，大大提高了水文地质调查工作的精度、广度、深度和工作效率，对整个水文地质科学的发展起着极大的推动作用。

§5　水文地质调查工作的程序和调查工作设计书的编写要求

一、水文地质调查工作的一般程序

（1）接受调查任务。调查任务分为纵向任务（上级下达的）和横向任务（地方委托的）。纵向任务既可以是上级主管部门下达的指令性计划任务，也可以是生产单位立项经上

级主管批准后下达的计划内任务。如为横向任务，则需和任务委托单位（一般称甲方）签定委托任务合同后，方算正式确定调查任务。

（2）编制水文地质调查工作设计书（即勘查工作计划）。在设计书编写前，应进行已有地质、水文地质及其他有关资料的收集工作；组织有关人员进行调查区的现场踏勘，以了解调查区的自然和工作条件，使编写的设计书更加符合实际情况。

（3）开展野外调查工作。

（4）编写调查工作成果。

（5）按规定程序组织调查成果的验收和鉴定工作。

二、调查工作设计书的编写要求

调查工作设计书是布置和进行各项调查工作的基本依据，是整个调查任务能否在规定时间和已定经费内高质量完成的关键，也是生产单位负责人首先应做好的工作。纵向任务及重大横向任务的设计书，需经专家评审通过和上级主管部门批准后方可执行。

设计书的主要内容如下：

第一部分：对调查区已有研究工作的评述和调查区的地质、水文地质条件。内容包括：

（1）调查工作的目的、任务，调查区位置、面积及交通条件，调查阶段和调查工作起止时间；

（2）自然地理及经济地理概况；

（3）已有地质、水文地质研究程度和存在问题；

（4）调查区地质、水文地质条件概述。

第二部分：调查工作设计：

（1）各项调查工作设计应包括计划使用的调查手段，各项调查工作布置方案，工作依据的主要技术规范，调查工作量及每项工作的主要技术要求。布置调查工作时，既要满足有关规范对工作量定额及工作精度的要求，又要考虑保证完成关键任务（如供水中的水资源评价），防止平均使用勘查工程量。

（2）物资设备计划、人员组织分工、经费预算及施工进度计划等。

（3）预期调查工作成果。

第二章　水文地质测绘

水文地质测绘是通过对调查区内地质、地貌、地下水露头和地表水状况的观察分析，从宏观上认识地下水的埋藏、分布和形成条件的一种调查手段。其工作特点是通过现场观察、记录及填绘各种界线与现象，以及室内的进一步分析整理，最终编制出从宏观和三维空间上反映区内水文地质条件的图件，并编写出相应的水文地质测绘报告书。

水文地质测绘是整个水文地质调查工作的开始。其成果质量是布置各种水文地质勘探、试验、动态观测等工作是否合理、正确的关键，是保证水文地质人员在解决具体水文地质问题时不致因地质、水文地质条件认识不正确而得出错误的结论。

图 2—1A 所示内容为因第四系和地貌条件认识错误而导致布井错误的实例。在该区进行水文地质测绘时，曾认为布井区是甲河（常年有水）冲洪积扇的近轴地区，故把井排垂直扇轴布置。水井施工结束时才发现，布井区乃是乙河（仅洪水季节有水）古冲洪积扇的边缘地段（图 2—1B），甲河沉积物的范围和厚度均有限，并为亚粘土、亚砂土及粉细砂等渗透性较差的地层。因此，即使水井靠近河床，也难夺取河水补给。

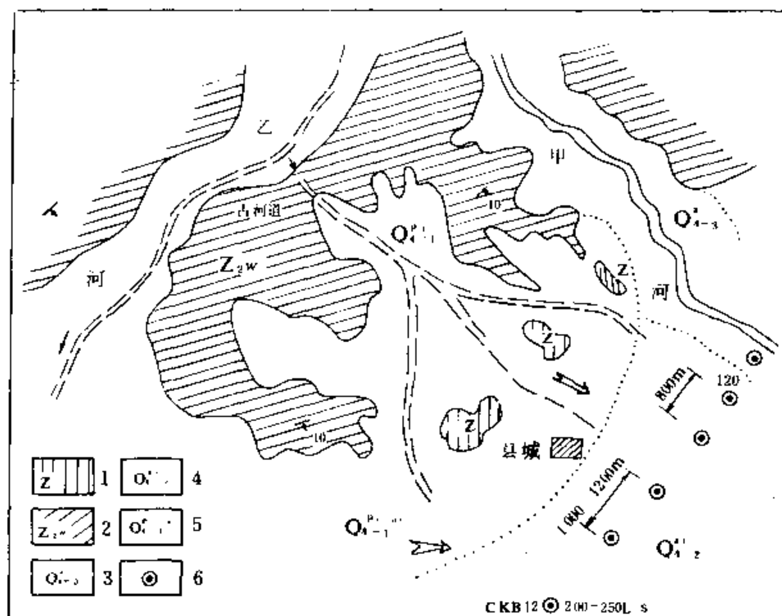


图 2—1A　太行山前某水源地水文地质钻孔布置略图

1—震旦系；2—震旦系中统雾迷山组；3—全新统（上部）冲积层；4—全新统（中部）冲积层；5—全新统（下部）冲积洪积层；6—供水勘探孔

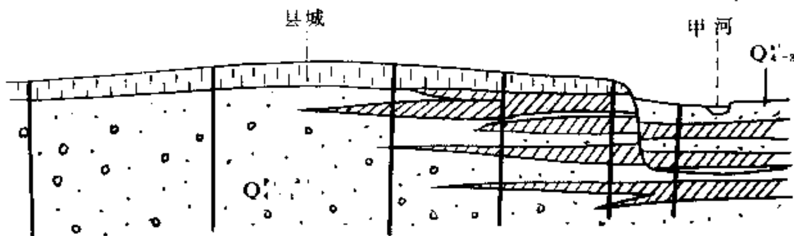


图 2—1B　沿供水井排方向的地质剖面示意图

图 2—2 为因$\in_2z$ 和$\in_3g$ 分层界线判断错误导致布井错误的实例。测绘中应避免发生此类错误。

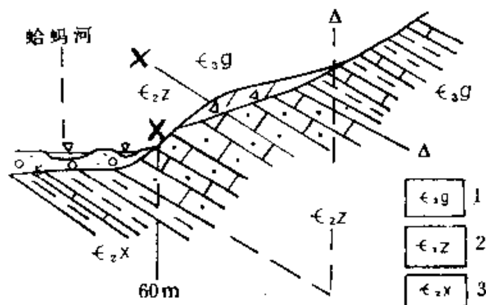


图 2—2　辉南某水源地地质剖面及井位布置图

1—固山组；2—张夏组；3—徐庄组

（主要含水层为寒武系中统张夏组鲕状灰岩，$\in_2z$；△表示正确井位、$\in_2z$ 和$\in_3g$ 的正确界线位置；×表示错误井位、$\in_2z$ 与$\in_3g$ 的错误界线位置）

进行水文地质测绘时，要求有相同比例尺的地质图作为底图。如无地质图或已有地质图的精度不合要求时，则应在水文地质测绘中同时填绘出地质图。这种测绘又称为综合性地质-水文地质测绘。此种测绘所用的地形底图比例尺，一般要求比最终成果图的比例尺大一倍。

此外，在测绘开始前，水文地质人员必须了解测区内已有地质、水文地质的研究程度和存在的问题，这样才能更有针对性的进行测绘工作，以保证测绘成果的水平能在前人工作的基础上进一步提高。开展水文地质测绘时，还要求在测区内有一定数量的地下水露头点，否则就必须增加人工水点。

§1　水文地质测绘的任务、工作内容和成果

一、水文地质测绘的主要任务

水文地质测绘的主要任务是解决下述问题：

（1）测区内地下水的基本类型及各类型地下水的分布状态、相互联系情况；

（2）测区内的主要含水层、含水带及其埋藏条件；隔水层的特征与分布；

（3）地下水的补给、径流、排泄条件；

（4）概略评价各含水层的富水性、区域地下水资源量和水化学特征及其动态变化规律；

（5）各种构造的水文地质特征；

（6）论证与地下水有关的环境地质问题。

二、水文地质测绘的主要内容

为完成上述任务，水文地质测绘一般应包括下述调查内容：①基岩地质调查；②地貌及第四纪地质调查；③地下水露头的调查；④地表水体的调查；⑤地植物（即地下水的指示植物）的调查；⑥与地下水有关的环境地质状况的调查。也就是说，水文地质测绘是综

合性的调查研究工作，其内容比一般地质测量复杂得多。

三、水文地质测绘的主要成果

水文地质测绘的成果主要有水文地质图（包括具代表性的水文地质剖面）、各种地下水点和地表水体的调查资料，以及水文地质测绘工作报告（或图幅说明书）。

水文地质图与地质图比较，有以下不同：

（1）内容的综合性。水文地质图的内容，除反映各种地质界线外，经常还要反映必要的地貌单元界线，并标出具代表性的地下水点，表示出岩石的富水性、地下水类型、含水层的埋藏条件和地下水流场特点，以及水化学特征等。成果图既可是一张综合性的水文地质图，也可以由一系列地下水单项要素图件组成。

（2）鉴于水文地质图内容的复杂性，水文地质图不单纯是在野外实地测绘时一次性填绘出来的，而是在野外对各种地质、地貌、地下水露头及其它有关现象的观察测量资料所填绘的草图基础上，加上某些室内外试（实）验、分析和动态观测资料，通过室内整理研究后编制出来的。

§2 地质调查

地下水和其它矿产资源一样，也是一种地质历史的产物。因此，一个地区地下水的类型、埋藏分布规律及水质水量形成条件，都严格受当地地质条件的控制。因此，地质调查是整个水文地质测绘工作中最基本、最重要的内容，地质图是编制水文地质图的基础。

水文地质测绘中的地质调查内容和一般以矿产勘查为目的的地质测量基本一样，即以观察、描述地层、岩性、构造和填绘出它们的分界线为主要内容。矿产调查是研究它们和矿产资源形成的关系；水文地质调查则是研究它们和地下水埋藏分布和形成条件之间的关系。

下面我们将讨论在水文地质测绘中研究地层、岩性、构造的作用和主要研究任务。

一、岩石性质的调查研究

1. 调查研究岩性的目的

（1）岩石是贮存地下水的介质。因此，岩性是划分含水层和地下水类型的基础，一定类型的岩石就赋存一定类型的地下水，详见表2—1。

表2—1　不同类型岩石所赋存的地下水类型

岩石基本类型		疏松孔隙岩石	岩浆岩、结晶片岩，胶结的沉积岩	可溶性岩石	火山喷出岩
地下水类型	基本类型	孔隙水、也可见少数裂隙水	裂隙水	岩溶水	裂隙水
	过渡类型或特殊类型	松散岩石的孔隙裂隙水（黄土）；裂隙水（某些成岩裂隙发育的粘土）	半胶结岩石的孔隙裂隙水	岩溶-裂隙水	大孔洞地下水（少见）

（2）岩石的产出条件直接决定着含水层的类型。块状产出的岩浆岩分布区，地下水多呈脉带状分布；通常只有在层状产出的岩石中，才能有层状、似层状的含水层分布，才能构成承压水盆地（或斜地）；结晶和结晶片理发育的岩石，常有片状的风化裂隙水分布。

(3) 岩性常常决定着岩石的区域含水性。岩石的区域含水性，是指某种岩石中地下水分布的广泛程度和有水地段的平均富水程度，一般以水井在某一降深下的出水量表示。岩石的含水性能主要取决于岩石的原生和次生孔穴和裂隙的发育程度，而这些条件又和岩石类型有关。因此，岩石的类型和岩石的区域含水性有着一定的对应关系。一般以可溶岩类岩石的区域含水性为最好，各种泥质岩石为最差。

(4) 岩石的矿物类型和化学成分，在颇大程度上决定着地下水的化学类型。

(5) 岩石的类型在很大程度上决定着地下水开采过程中可能出现的有害环境地质作用。如在黄土地区易出现湿陷和坍塌，在软性土层地区易出现地面沉降，在岩溶区易出现地面塌陷等。

2. 测绘中对岩性观察研究的主要内容

在测绘中，应观测研究岩石影响地下水赋存条件、水量水质形成与变化等的诸多因素。

在松散岩石中，对地下水赋存条件影响最大的因素是岩石的孔隙性。因此，要着重观测研究岩石组成的颗粒大小、排列及级配，其次是岩石的结构与构造，再次是岩石的矿物与化学成分。

在非可溶性的坚硬岩石中，对地下水赋存条件影响最大的因素是岩石的裂隙发育状况。因此，要着重研究裂隙的分布状态、张开程度、充填情况及裂隙发育强度等。这些特征主要决定于其成因类型，尤其是构造裂隙的力学属性。此外，对玄武岩、火山岩等喷出岩还应注意它们有无成岩孔洞存在。

在可溶岩中，对地下水赋存条件影响最大的因素是岩石的岩溶发育强度。因此，要着重研究岩石的化学、矿物成分及岩石的结构和构造与岩溶发育的关系。

二、地层的调查研究

地层是构成地质图和水文地质图的最基本的要素。在地质测量时，地层是最基本的填图单位。有了地层时代的概念，便有了三维空间地质结构的概念。在正常的地层层序中，我们只要知道其中的某个层位，便可知道该层上、下的地层。

地层又是识别地质构造的基础，凡是确定较大型的构造形迹，都必须有地层方面的依据。

没有地质时代的概念，就无法恢复一个地区的地质发展史和古地理环境，也就无从以地质历史的眼光去分析、认识许多复杂的地质事物和同一时代地层的岩相变化规律，以及解释诸如为什么在一些高山之顶和平原之下尚有大型溶洞发育的现象。图2—3所示，是3个钻孔中所遇岩性不同，而地层时代却相同（因沉积环境所致），如不了解这一点，则很可能认为3个钻孔之间有断层存在；图2—4则说明，虽属同时代的岩溶，但因构造运动影响，其高程却相差悬殊。

层状含水层，总是和某个时代的地层层位相吻合。因此，搞清了地层的时代和层序，也就搞清了含水层的时代和埋藏、分布条件。

在水文地质测绘中，研究地层的任务是：

(1) 如测区内已有基本上可以利用的标准地层剖面，在进行水文地质测绘时，应首先到现场校核和充实该标准剖面。由于我国现有标准地层剖面，多是按古生物化石划分时代，地层单位较大，考虑岩性特点不够，故常不能满足水文地质填图的要求。因同一时代的地层可能包含有多个含水层与隔水层，故一般需要补充进行岩性分层。

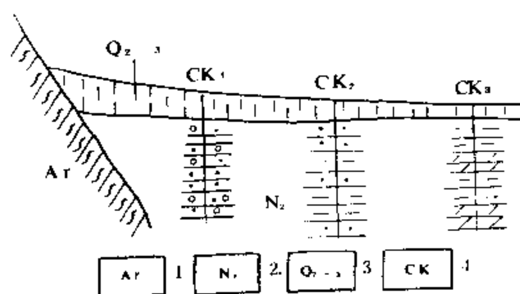


图 2—3　地层岩相变化示意剖面

CK_1：砂岩、砾岩；CK_2：砂岩、泥岩；

CK_3：泥岩、泥灰岩；1—太古界；

2—上新统；3—中更新统；4—钻孔

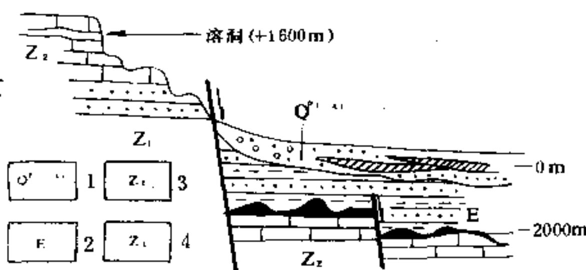


图 2—4　太行山到华北平原岩溶分布示意图

1—第四系冲洪积层；2—下第三系；

3 及 4—震旦系中下统

（2）如测区内没有已建立的标准地层剖面，则进行水文地质测绘时的首项任务就是测制调查区的标准剖面。如区内露头不好或地层出露不全，可通过钻孔资料或到邻区测制标准地层剖面。这时，亦常需进行综合性地质-水文地质测绘。

（3）在测制或校核好标准地层剖面的基础上，确定水文地质测绘时所采用的地层填图单位，即确定出必须填绘出的地层界线。

（4）野外测绘时，按地质测量要求，实地填绘出所确定地层的界线，并对其作描述。

（5）据测区内地层的层序、时代、岩性及岩相变化特征，以及化石种类等，分析区内的古地理环境和其地质发展史，以判断区内地下水形成等水文地质条件。

三、地质构造的调查研究

地质构造对地下水的埋藏、分布、运移和富集有较大的影响。这种影响在基岩区和第四系松散沉积区的表现是不同的。

在基岩地区，构造裂隙是最主要的贮水空间（其次还有风化裂隙、成岩裂隙和溶蚀孔洞）。在一般情况下，构造裂隙的力学性质决定着裂隙的含水性，而不同力学性质的裂隙又是有规律地分布在某种构造体系和构造形迹的特定部位。因此，研究构造条件，就可帮助我们寻找基岩地下水的赋存部位和富水规律。

构造条件决定着基岩地下水贮存的环境。一些隔水岩层或断层，可起到拦阻和富集地下水的作用；向斜构造也常有利于汇集地下水。区域地质构造格局和构造形迹的空间展布形态，在颇大程度上控制着地下水的补给、运移和富集过程。

在新生代沉积物分布区，地质构造的控制作用，主要表现在最新构造运动的性质（上升或下降）及其活动强度（升、降速度和幅度）上。它直接控制着松散沉积物的分布范围、厚度、岩性和岩相变化规律，即控制着其中地下水的分布与特征。例如，以上升运动为主的河谷区，冲积物的分布位置可以较高，范围狭小，厚度不大，颗粒较粗，常构成基座阶地（图 2—5A）。而以下降运动为主的河谷区，冲积物的分布位置低，范围较广，厚度较大，颗粒相对较细，常构成内叠或上叠阶地（图 2—5B 和 C）。

此外，地壳缓慢下降地区，沉积物分选好、层次稳定，岩相变化有规律，含水层富水性一般较好，而且较为均匀；急速下降地区（如某些山间盆地），沉积物分选差，层次不稳

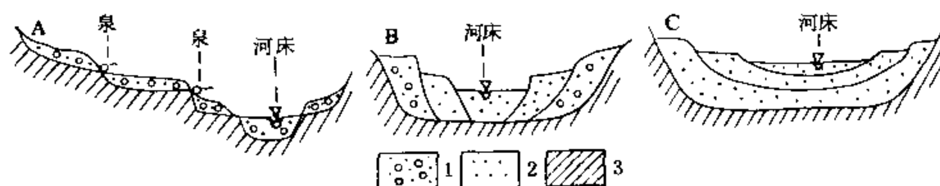


图 2—5 河谷阶地类型示意图

1—砂砾石层；2—砂层；3—基岩层

定，岩相变化复杂，富水性一般很差，且不均匀。

在水文地质测绘中，研究构造的任务是：

1. 基岩地区研究构造的任务

（1）查明区内主要的构造成分（从细微裂隙、岩脉到断裂、褶皱等大型构造）及各种构造形迹的分布范围、空间展布形式及构造线方向；确定有利于地下水贮存的构造部位，对新期断裂应加强研究。

（2）深入分析各种构造形态及其组合形式对地下水贮存、补给、运移和富集的影响。

（3）观察研究各类岩石裂隙的成因类型、发育强度，特别是确定张应力裂隙的发育部位及其与岩石含水性的关系。

2. 在松散沉积物分布区研究构造的任务

应着重调查研究最新地质构造的性质、表现形式及其对沉积物和地下水埋藏、分布的控制作用。要特别注意查明：

（1）山区和平原区的接触关系。一些山区和平原之间的年轻断裂构造，常常控制着山区裂隙水和岩溶水对平原区孔隙水的补给条件，应予以充分注意。

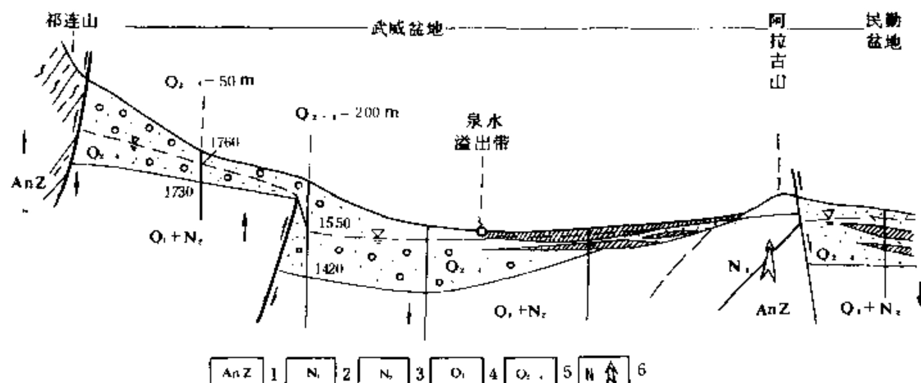


图 2—6 武威盆地水文地质示意剖面图

1—前震旦系；2—上第三系中新统；3—上第三系上新统；4—第四系下更新统；

5—中更新统到全新统；6—地壳运动方向

（Q_{2-4}为主要含水组，Q_1+N_2 为相对隔水层；

钻孔侧方数字示地下水位或含水组底板高程；钻孔上方数字示该孔揭露的含水组（Q_{2-4}）厚度）

（2）沉积盆地基底中的最新断裂构造和构造隆起。它们对上覆年轻沉积物的分布范围、厚度、岩相特征及现代环境地质作用等起控制作用，而这些因素又极大程度上控制着含水层或地下水的埋藏、分布条件（图2—6）。

（3）地壳的升降运动对河谷地质结构、岩溶作用的控制作用与影响。

§3 地貌调查

地貌调查在水文地质测绘中占有重要位置，对调查区的地貌条件认识不清，对该区水文地质条件的分析也必定出现问题。

现以图2—7所示的地形、岩性和泉水出露等情况，尤其是地貌特征分析该区的水文地质条件。

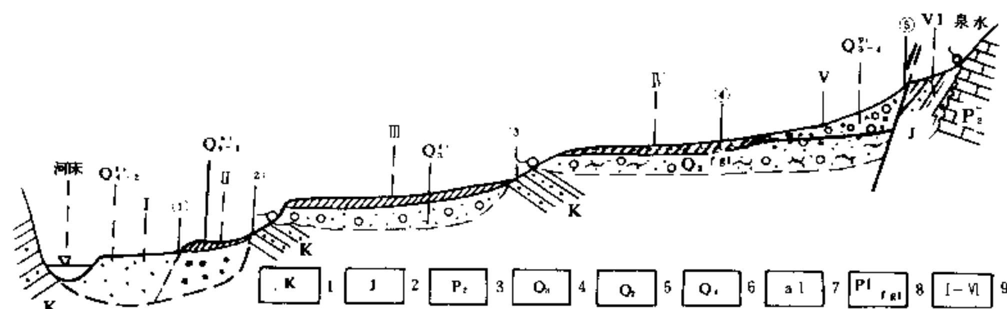


图2—7　某河谷地形剖面和地层岩性分布图

1—白垩系；2—侏罗系；3—二叠系上统；4—上更新统；5—中更新统；6—全新统；7—冲积层；8—洪积层及冰水沉积层；9—Ⅰ—Ⅵ为地貌单元

（1）如果不知道该剖面中的地貌与第四系的成因类型，很可能认为①、②、③处有断层；也可能认为阶地Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ的组成都是山前冲洪积物。当有了地貌和第四系成因年代的概念，就能分析出该地区的地质结构和水文地质条件。

（2）从平行河流的阶梯状地形和其上堆积的河流冲积物便可认定这些平台是河流的阶地，其时代由低到高逐渐变老。据岩性和结构特征，则可确定阶地类型：Ⅰ和Ⅱ为内叠阶地，冲积物厚度较大；Ⅲ、Ⅳ为基座阶地，冲积物厚度较薄。地貌单元Ⅴ，从④处向右地形坡度突然变大，平面上具扇形，岩性由平原到山区颗粒逐渐变粗，为洪积物。可知地貌单元Ⅴ为近期的比阶地Ⅳ年轻的山前洪积扇，并覆盖在阶地Ⅳ之上。

（3）洪积扇的后缘与由侏罗系碎屑岩组成台地（Ⅵ）的接触处，有一沿山麓方向分布的平直的陡坎，说明两者为断层接触。

（4）水文地质条件。由于从山前到河床，第四系含水层的厚度与范围均有限，且被基座阶地分割成各自的水文地质单元，使阶地之间的地下水无直接水力联系，故地下水资源有限。

从补给条件看，由于侏罗系和断层阻水，山区岩溶水不能直接补给河谷内的含水层。阶地Ⅲ、Ⅳ只能在其分布范围内接受大气降水的入渗补给。阶地Ⅰ、Ⅱ，在天然条件下有降

水入渗补给，在开采条件下可接受河水的反补给，故开采资源较丰富。

从上面的分析中可知，第四纪沉积物的分布经常与一定形态的地貌单元相吻合。地貌既可反映出地层、岩性、构造和外动力地质作用，尚可反映出第四系层的类型和范围，也可反映出该区地下水的埋藏、分布特征和形成条件。

山前的扇形地是山区河流堆积作用特有的地貌形态。冲积扇内微地形的变化，还可反映出冲洪积扇内部岩相和地下水埋藏、分布条件的变化，见图 2—8。

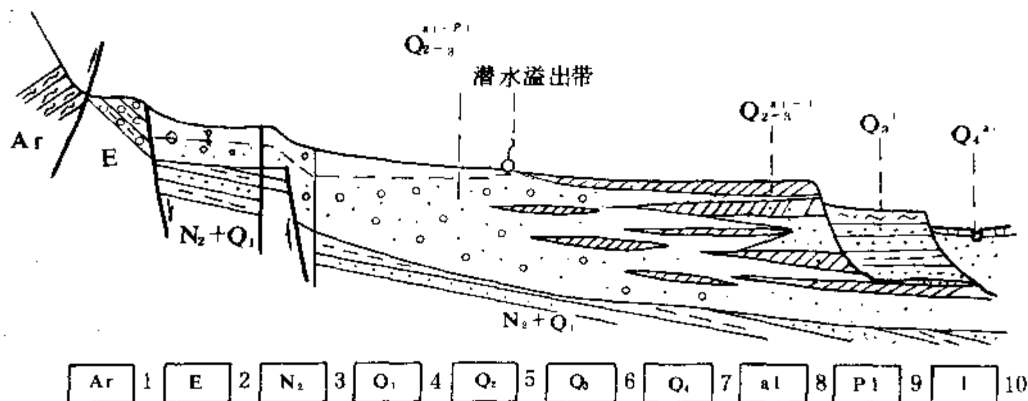


图 2—8 地貌形态与最新构造断裂、第四纪沉积物成因及岩相变化关系综合示意剖面图

（据西北地区山间盆地资料）

1—太古界；2—下第三系；3—上第三系上新统；4—第四系下更新统；5—中更新统；6—上更新统；7—全新统；8—冲积层；9—洪积层；10—湖积层

在基岩区，地貌单元常可反映出当地可能存在的含水层的类型、埋深和补、径、排条件。如在侵蚀构造山区，地形陡，切割剧，第四系盖层薄；降水易流失，入渗条件差，地下水径流条件较好，且多被沟谷排泄；孔隙水不发育，地下水贮存条件不好。在基岩中，除局部分布有大面积层状含水层外，多有脉（带）状地下水存在，储存量一般不大，埋藏较深。在剥蚀堆积的丘陵区，第四系盖层虽不太厚，但风化壳较厚，故风化裂隙水较发育。在构造盆地或单面山地貌区，常有丰富的承压（或自流）水分布。

地貌调查的主要任务是，对各种地貌单元的形态特征进行观察、描述和测量，查明其成因类型、形成时代和发育历史，分析其与地层、构造和地下水之间的关系。还应研究新构造运动和现代物理地质作用的性质和强度，以及其在地貌和沉积物上的反映。

地貌调查，一般是和水文地质测绘同时进行的，故在布置测绘路线时要考虑穿越不同的地貌单元，并将其分界线填绘在地形图上。

§4 地下水露头的调查研究

对于寻找和认识地下水来说，地质、地貌的调查仅是一种间接的手段（方法），对地下水露头的调查研究，则是直接可靠的方法，是整个水文地质测绘的核心工作。地下水露头的种类有：

（1）地下水的天然露头——泉、地下水溢出带、某些沼泽湿地、岩溶区的暗河出口及岩溶洞穴等；

（2）地下水的人工露头——水井、钻孔、矿山井巷及地下开挖工程等。

在地下水露头的调查中，利用最多的是水井（钻孔）和泉。

一、泉的调查研究

泉是地下水的天然露头，泉水的出流表明地下水的存在。泉的调查研究内容有：

（1）查明泉水出露的地质条件（特别是出露的地层层位和构造部位）、补给的含水层，确定泉的成因类型和出露的高程；

（2）观测泉水的流量、涌势及其高度、水质及泉水的动态特征；现场测定泉水的物理特性，包括水温、沉淀物、色、味及有无气体逸出等；

（3）泉水的开发利用状况及居民长期饮用后的反映；

（4）对矿泉和温泉，在研究前述各项内容的基础上，还应查明其特殊组分及其出露条件与周围地下水的关系，并对其开发利用的可能性作出评价。

通过对泉水出露条件和补给水源的分析，可帮助确定区内的含水层层位，即有哪几个含水层或含水带。据泉的出露标高，可确定地下水的埋藏条件。泉的流量、涌势、水质及其动态，在很大程度上代表着含水层（带）的富水性、水质和动态变化规律，并在一定程度上反映出含水层是承压水还是潜水。据泉水的出露条件，还可判别某些地质或水文地质条件，如断层、侵入体接触带或某种构造界面的存在，或区内存在多个地下水系统等。

二、水井（钻孔）的调查

在水文地质测绘中，调查水井比调查泉的意义更大。调查水井，能可靠地帮助确定含水层的埋深、厚度、出水段岩性和构造特征，反映出含水层的类型；调查水井，能帮助我们确定含水层的富水性、水质和动态特征。

水井（钻孔）的调查内容有：

（1）调查和收集水井（孔）的地质剖面和开凿时的水文地质观测记录资料；

（2）记录井（孔）所处的地形、地貌、地质环境及其附近的卫生防护情况；

（3）测量井孔的水位埋深、井深、出水量、水质、水温以及其的动态特征；

（4）查明井孔的出水层位，补、径、排特征，使用年限，水井结构，用后的反映。

在泉、井调查中，都应取水样，测定其化学成分；需要时，应在井孔中进行抽水等试验，以取得必需的参数。

在测绘中，对某些能反映地下水存在的非地下水露头现象（如地植物、盐碱化等）及干钻孔等也应予以研究。

§5 地表水的调查

在自然界中，地表水和地下水是地球大陆上水循环最重要的两个组成部分，两者之间经常存在着相互转化的关系。图2—9和图2—10分别反映了石羊河流域和北方岩溶区地表水与地下水相互转化的情况，且具普遍规律性。只有查明两者相互转化关系，才能正确评价出地表水和地下水的资源量，避免重复和夸大，才能了解地下水水质的形成和被污染的原因，才能正确制定区域内水资源的开发利用规划和保护环境的措施。

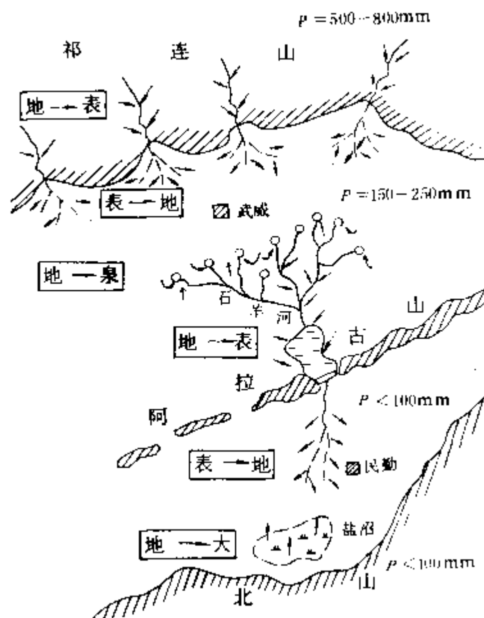


图 2—9　石羊河流域地表水、地下水转化示意图

地—地下水；表—地表水；大—大气水；泉—泉水；箭头—地下水或地表水的流向（补给方向）；*P*—年降水量

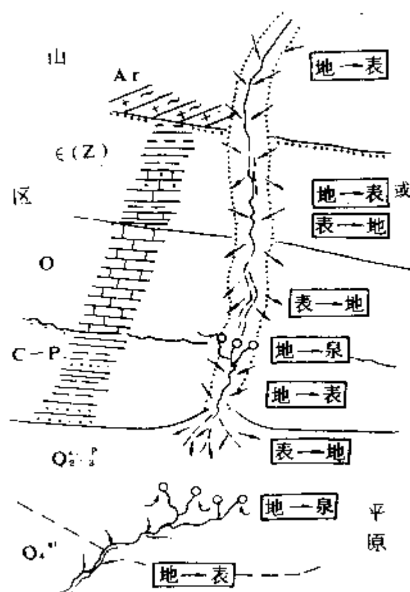


图 2—10　北方岩溶区地表水、地下水转化示意图

Ar　太古代片岩；∈（Z）—震旦亚界和寒武系砂、页岩、灰岩互层；O—奥陶系灰岩；C—P—石炭二叠系砂、页岩、灰岩及煤；Q_{2-3}^{al-pl}—第四系中上更新统冲、洪积层；Q_4^{al}—第四系全新统冲积层；其余同图 2—9

地表水调查研究的内容。在查明地表水体的类型、水系分布、所处地貌单元和地质构造位置的基础上，进一步调查以下内容：

（1）查明地表水与周围地下水的水位在空间、时间上的变化特征。

（2）观测地表水的流速及流量，研究地表水与地下水之间量的转化性质，即地表水补给地下水地段或排泄地下水地段的位置；在各段的上、下游测定地表水流量，以确定其补、排量及预测补、排量的变化。

（3）结合岩性结构、水位及其动态，确定两者间的补排形式，常见的有：①集中补给（注入式）：常见于岩溶地区（图 2—11A）；②直接渗透补给：常见于冲洪积扇上部的渠道两侧（图 2—11B）；③间接渗透补给：常见于冲洪积扇中部的河谷阶地（图 2—11C）；④越流补给：常见于丘陵岗地的河谷地区（图 2—11D，为越流补给形式之一）。

从时间上考虑，则常将补给（或排泄）分为常年、季节和暂时性三种方式。

（4）分析、对比地表水与地下水的物理性质与化学成分，查明它们的水质特征及两者间的变化关系。

（5）调查地表水（主要为江河）的含沙（泥）量及河床淤积或侵蚀速度。

（6）研究地表水的开发利用现状，掌握远景规划。

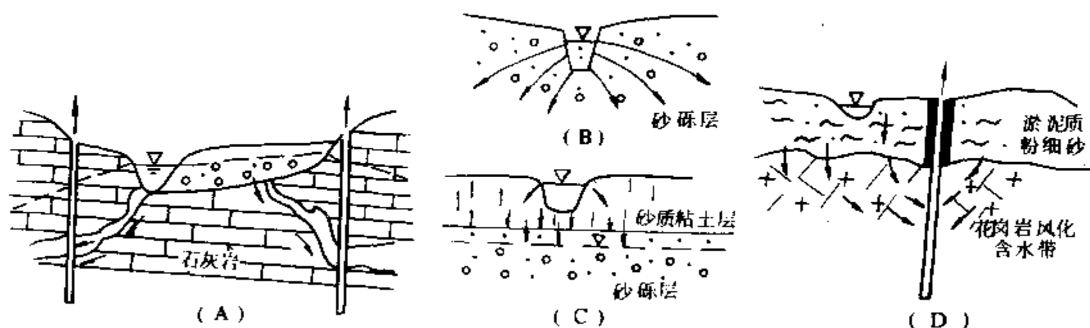


图 2--11 地表水补给地下水的形式

§6 与地下水有关的环境地质调查

地下水是导致许多环境地质作用的最活跃、最重要的因素。许多环境地质问题的产生，都可不同程度地反映出地下水的存在及地下水的埋藏条件或活动情况。因此，在供、排水的水文地质测绘中，应对现存的或可能发生的环境地质问题进行观察研究。

1. 分清环境地质问题的类型

(1) 在天然条件下，与地下水活动有关的环境地质问题有滑坡、地震、塌陷、崩坍、沼泽化、盐渍化、冻胀以及地方病等；

(2) 在供、排水条件下，与地下水作用有关的环境地质问题有地下水位持续大幅度下降、地面沉降、塌陷、地裂缝、崩坍、地震、井（泉）水枯竭、水质恶化、海水入侵、土地沙漠化、植被衰亡、次生盐碱化及地方病等。

上述的有些问题，在天然条件下可以发生，在开采条件下也可以发生，调查中应仔细区分。

2. 调查研究的内容

(1) 研究、调查区内地下水开采或排水前后产生的环境地质问题的类型、规模。重点放在供、排水后可能发生的环境地质问题上。

(2) 调查、研究各种环境地质现象与区域地质构造、地下水状况和开发利用间的关系。

(3) 了解各种环境地质作用的时、空变化规律，预测其发展趋势。

(4) 对现存和预测出的环境地质问题，提出防治措施；对同一地区的供水、排水及环境保护，作到统一规划与管理。

第三章　水文地质钻探

水文地质调查中采用的勘探工程，包括钻探、坑探、槽探和物探等，但最主要的是水文地质钻探。

§1　水文地质钻探的重要性和基本任务

1. 水文地质钻探工作的重要性

水文地质钻探（按国家标准，水文地质钻探称为水文钻探）是直接探明地下水的一种最重要、最可靠的勘探手段，是进行各种水文地质试验的必备工程，也是对水文地质测绘、水文地质物探成果所作地质结论的检验方法。随着水文地质调查阶段的深入，水文地质钻探工作量在整个勘查工作中占有越来越重要的地位。

水文地质钻探，由于其设备复杂沉重、成本昂贵、施工技术复杂且工期长，对整个勘查的完成、勘查项目的投资均起决定作用。

2. 水文地质钻探的基本任务

对于不同的水文地质调查任务或同一勘查任务的不同勘查阶段，水文钻探的具体任务虽有差别，但其基本的任务则是相同的，即除完成地质钻探任务之外，需完成的水文地质基本工作有以下几个方面。

（1）揭露含水层，探明含水层的埋藏深度、厚度、岩性和水头压力；查明含水层之间的水力联系。

（2）借助钻孔进行各种水文地质试验，以确定含水层富水性和各种水文地质参数。

（3）通过钻孔（或在钻进过程中）采集水样、岩土样，以确定含水层的水质、水温和测定岩土的物理力学和水理性质。

（4）利用钻孔监测地下水动态或将钻孔作为供水井。

§2　水文地质钻孔的结构和钻孔设计

一、水文地质钻孔结构及钻进方法的特点

水文钻孔的结构比一般地质钻孔要复杂得多，这是因为水文钻探的任务不仅是取出岩芯，探明地层剖面，还必须取得许多水文地质数据，或将井孔保留下来，作为供水井或地下水动态观测井长期使用。为了实现上述多种功用，对水文钻孔的结构和钻进方法就必然有多方面的要求。其主要特点是：

（1）钻孔的直径（口径）较大。一般地质勘探孔的主要任务是取岩芯，故口径较小（直径一般小于150mm）。水文钻孔，除取岩芯外，还必须满足抽水试验或作为生产井取水的要求。为保证抽出更多的水量和便于下入水泵，当前水文地质钻孔或水井的直径一般均

在 300—500mm，最大孔径可达 1000mm 或更大。

（2）钻孔的结构复杂。水文钻孔，为了分层取得不同深度含水层的水质、水量及动态资料，或为阻止非开采层以外含水层中的劣质地下水进入水井之中，常需对揭露的各个含水层采取分层止水的隔离措施。变径下管止水则是最有效的隔离方法（图 3—1）。有时，为减轻随钻进深度增加而加大的钻机荷载或为节省井壁管材，也需变径。

（3）为了保证地下水顺利地进入钻孔（水井），同时又能阻止含水层中的细颗粒物质进入钻孔或防止塌孔，在钻孔揭露的含水层段，常需下人复杂的滤水装置，即过滤器；而对井壁与井管之间的非含水层段，则需用粘土、水泥等止水材料进行封堵，以阻止地表污水或开采含水层以外的劣质地下水沿孔壁和井管之间的空隙流入开采含水层中。因此，水文钻孔的结构是较复杂的（图 3—1）。

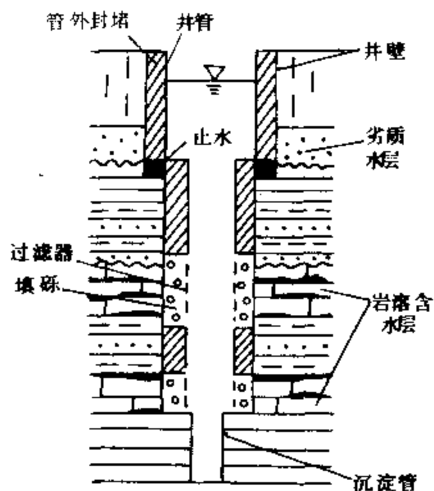


图 3—1　水井结构图

（4）为了防止钻进时所用的泥浆（即冲洗液）堵塞含水层，影响水井的出水量，对水文孔钻进时所用的冲洗液质量（密度、稠度等）有严格要求。一般要求尽量用清水钻进；在砂砾石含水层钻进时，泥浆粘度要求在 18—25 秒之间。在钻进结束后，必须认真地进行洗井工作。对城市生活和工业用水井，正常运行时的井水含砂量要求小于百万分之一；农业灌溉水井，应小于五十万分之一。

（5）为保证水泵顺利下入井中，并长期安全地工作，对水文钻孔，特别是将用于供水的井，对其孔身斜度应有严格要求，一般要求孔身斜度每深 100m 小于 1 度。

二、水文地质钻孔的设计

在钻探任务确定之后，水文地质技术人员的重要任务之一，便是编制水文钻孔的设计书，它是钻孔施工的依据。钻孔设计书的内容包括：

（1）孔深。水文钻孔的深度，应根据钻探任务来确定，一般要求达到揭露或打穿主要含水层。

（2）开孔、终孔的直径及孔身变径位置。开孔直径，在松散岩层中，一般应大于 480mm；在坚硬岩石中，应大于 290mm。为简化水井结构，应尽可能采用“一径到底”。当不得不变径时，在松散岩层中的终孔直径不得小于 290mm；在坚硬岩石中，不得小于 180mm。变径的位置，多在含水层下部的隔水层顶部。

（3）不同口径井管的下置深度及所选用的井管材料。

（4）钻孔中止水段的位置和止水方法。

（5）过滤器的类型和过滤器下置深度。

（6）对水井中的非开采含水层段，提出井壁与井管之间隙的回填封堵段的位置、使用材料及要求。

（7）钻进方法及技术要求，包括对冲洗液质量、岩芯采取率、岩土水样采集、洗孔及孔斜等的要求，以及对观测和编录方面的技术要求。

设计书应附有设计钻孔的地层岩性剖面、井孔结构剖面和钻孔平面位置图。

§3　钻进过程中的水文地质观测工作

为获得各种水文地质资料，除在终孔后进行物探测井和抽水试验外，核心的工作就是在钻进过程中进行水文地质观测。

1．在钻进过程中水文地质观测的主要项目

（1）观测冲洗液的消耗量及其颜色、稠度等特性的变化，记录其增减变化量及位置。

（2）钻孔中水位的变化。当发现含水层时，要测定初见水位和天然稳定水位。

（3）及时描述岩芯，统计岩芯采取率；测量其裂隙率或岩溶率。

（4）测量钻孔的水温变化值及其位置。

（5）观测和记录钻孔的涌水、涌砂、涌气现象、及其起止深度及数量。

（6）观测和记录钻进速度、孔底压力及钻具突然下落（掉钻）、孔壁坍塌、缩径等现象和其深度。

（7）按钻孔设计书的要求及时采集水、气、岩、土样品。

（8）在钻进工作结束后，按要求进行综合性的水文地质物探测井工作。

对以上在钻进过程中观测到的水文地质观测数据和重要现象，均要求反映在终孔后编制的水文地质钻孔综合成果图表中，如图3—2示。本图表还包括在该孔中完成的试（实）验、分析等资料。完成各项任务的水文钻孔，应严格按要求封闭之。

2．钻进中水文地质观测工作的主要目的

（1）及时发现孔底地层岩石的变化，并进行观测以弥补岩芯采取率的不足。

（2）及时发现钻孔是否揭露了某个含水层（带）。

（3）帮助确定含水层（带）的埋藏深度、厚度及其富水性。

（4）分别取得不同含水层的水头、水温和水化学成分的资料。

（5）为最终确定水井的成井结构提供所需地质依据。

很显然，如不进行钻进中的水文地质观测工作，仅依靠钻进时采取的岩芯，是不能完成上述任务的。

§4　水文地质勘探钻孔的布置原则

前已述及，水文地质钻探是一项费用昂贵、技术复杂的工作。因此，水文地质人员在布置水文钻探时，必须持严肃、认真的态度，力求以最小的钻探工作量，取得最多和更好的地质、水文地质成果，就是说钻孔的布置必须有明确的目的性。本节仅就布置钻孔的一般原则加以论述。

（1）布置钻孔时要考虑水文钻探的主要任务，应明确是查明区域水文地质条件，还是确定含水层水文地质参数、寻找基岩富水带、评价地下水资源或进行地下水动态观测；主要任务不同，钻孔布置方案必然有所区别。

（2）布置钻孔时要考虑“一孔多用”、如既是水文地质勘探孔，又可保留作为地下水动态观测孔；或者既是勘探孔，又可留用为开采井。

（3）无论是查明水文地质条件、求取水文地质参数，还是进行地下水动态观测，在确定其钻孔位置时，均应考虑其代表性和控制意义。

（4）为分析、认识区域水文地质条件的变化规律，水文地质钻孔应布置成勘探线的形式。

就区域水文地质调查和供水水文地质调查任务而言，可将上述原则理解为：

（1）为查明区域水文地质条件布置的钻孔，一般都布置成勘探线的形式。主要勘探线应沿着区域水文地质条件（含水层类型、岩性结构、埋藏条件、富水性、水化学特征等）变化最大的方向布置。对区内每个主要含水层的补给、径流、排泄和水量、水质不同的地段均应有勘探钻孔控制。如在山前冲洪积平原地区，主要的勘探线应沿着冲洪积扇的主轴方向布置；在河谷地区和山间盆地，主要勘探线应垂直河谷和山间盆地布置；在裂隙岩溶地区，主要勘探线应穿过裂隙岩溶水的补给、径流、排泄区和主要的富水带。

（2）主要为地下水资源评价布置的勘探孔，其布置方案必须考虑拟采用的地下水资源评价方法。勘探孔所提供的资料应满足建立正确的水文地质概念模型、进行含水层水文地质参数分区和控制地下水流场变化特征的要求。

当水源地主要依靠地下水的侧向径流补给时，主要勘探线必须沿着流量计算断面布置。对于傍河取水水源地，为计算河流侧向补给量，必须布置平行与垂直河流的勘探线。

当采用数值模拟方法评价地下水资源时，为正确地进行水文地质参数分区、正确给出预报时段的边界水位或流量值，勘探孔布置一般呈网状形式并能控制住边界上的水位或流量变化。

（3）以供水为勘查目的的勘探孔，按总原则布置钻孔时，应考虑勘探-开采结合，钻孔一般应布置在含水层（带）富水性最好、成井把握性最大的地段。

第四章　水文地质物探

§1　水文地质物探方法的基本原理

物探方法成本低、速度快、用途广泛，是当前水文地质调查中不可缺少的勘查手段。随着现代科学技术的发展，将会有更多、更先进的物探方法出现。因此，水文地质物探方法有着极好的前景。

物探方法之所以能够探明某些地质、水文地质条件，主要是因为不同类型或不同含水量的岩石，或不同矿化程度的水体之间存在着物性上（包括导电性、导热性、热容量、温度、密度、磁性、弹性波传播速度及放射性等）的差异。因此，我们可以借助各种物探测试仪器，测定出某一方向、某一深度或某一范围内岩石或水体的某些物理特征值的变化，从而分析、推断出某一方向和某一深度或范围内的岩性、构造和岩层含水性能的变化。例如，许多岩浆岩和石灰岩的视电阻率（ρ_s）常常可达 $n\times(10^2—10^3)\ \Omega\cdot m$；而泥岩、粘土的视电阻率值只有十到几十欧姆米。

水是一种良导体，因此岩石的含水量及水本身的矿化度，对岩石的视电阻率值有很大的影响。厚层石灰岩的无水地段的 ρ_s 值常常大于 $500\Omega\cdot m$，比有水地段高很多。但是，有些岩层也有相反的情况，如长春地区可溶盐含量较高的下白垩统陆相碎屑岩（泥岩、砂质泥岩、粉砂岩），其视电阻率的本底值却较低（ρ_s 值一般在 $10—20\Omega\cdot m$ 之间），而含水地段岩石的视电阻率反而较高，一般 ρ_s 值在 20 或 $30\Omega\cdot m$ 以上。

在磁性方面，不同种类的岩石之间也有较大差别，如许多岩浆岩中的金属元素含量相

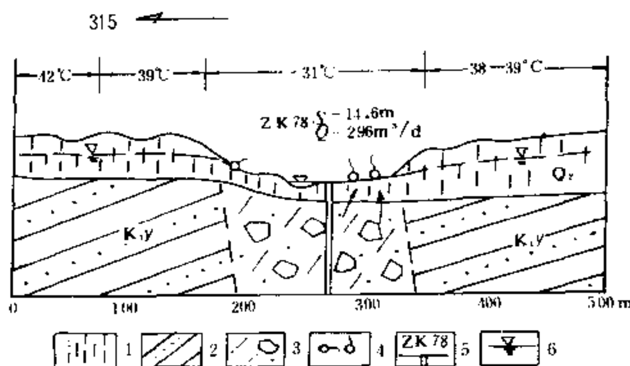


图 4—1　清水沟热行为剖面（吉林怀德县）

1 及 Q_2—中更新统黄褐色亚粘土；2 及 K_1y—下白垩系姚家组砂、页岩；3—断层破碎带；4—泉；5—钻孔及其出水量（Q）和水位降深（S）；6—地下水位

对较丰富，磁性较强；多数沉积岩的磁性均较弱。因此，当磁法剖面跨过这两种岩石时，便会有显著的磁力差异。

在放射性强度和热辐射强度方面，不同类型的岩石，以及岩石中富水和贫水地段之间，也常有较大的差异。从图4—1所示的热行为剖面上可清楚地显示出断裂富水带的平均辐射温度（地面下0.8m）要比断裂两侧贫水地带低7—11℃。

§2　物探方法在水文地质调查中的作用

在水文地质调查中使用的物探方法有地面物探方法和地球物理测井两大类[11]。现将各种物探方法在水文地质调查中的作用，即能解决的水文地质问题简介于下。

一、采用地面物探方法寻找地下水

地面物探方法，已被证明是探测地下岩性、划分地层和确定构造的有效手段之一，几乎所有地面物探方法均可用于寻找地下水和判定某些水文地质特征。但是，绝大多数物探方法并不是直接地测定出地下水的物性显示，而是通过测定出岩石或裂隙、空洞的物性显示，去判断是否有含水层和富水带的存在。当然，在岩石的物性显示中也包含有水的作用。由于水和岩石总是共存于同一空间内，而岩石本身的物性显示在一般情况下又比水强烈得多，因此，准确地说，多数的物探方法均是间接的找水方法。

地面物探方法的种类很多。在水文地质调查中，运用较多的是那些所测得的物性特征在各类岩石中（包括有水的和贫水的地段）差别较显著、显示比较稳定、强烈，且受自然环境和人为因素干扰较小的物探方法。这类方法，首推各种电阻率法，磁法、放射性探测法和声波探测法也常用到，而地震和重力等方法相对使用较少。

近年来，随着应用物理和物探技术的发展，人们力求研制出一些对地下水物性反映比较敏感（或灵敏）的物探方法，以达到运用物探方法直接找水的目的。但是，在这些所谓“直接找水”方法所测到的物性异常中，除了地下水的作用外，仍然不同程度地包含了岩性及裂隙通道等因素的作用。因此，所谓直接找水物探方法，实际上只是在它们所探测到的物性反映中，较前述的一般电阻率法、磁法、重力和地震方法，包含了更多的地下水的物性显示。

考虑到一般的电阻率法，在各种地球物理勘探和水文地质物探教材中已有详尽论述，而磁法、重力和地震方法在水文地质勘查中的作用有限，使用较少，故本章将着重介绍目前用于水文地质勘探及寻找地下水较为有效的，已有物探或专水教材中又未深入介绍的各种物探方法。

（1）自然电场法。这种方法是以地下存在的天然电场作为场源。由于天然电场主要是与地下水通过岩石孔隙、裂隙时的渗透作用及地下水中离子的扩散、吸附作用有关。因此，可根据在地面测量到的电场变化情况，查明地下水的埋藏、分布和运动状况。这种方法主要是用于寻找掩埋的古河道、基岩中的含水破碎带，及确定水库、河床及堤坝的渗漏通道，以及测定抽水钻孔的影响半径等。

这种方法的使用条件，主要决定于地下水渗透作用所形成的过滤电场的强度。一般只有在地下水埋藏较浅、水力坡度较大和所形成的过滤电位强度较大时，才能在地面测量到较明显的自然电位异常。

（2）激发极化法。这种方法是根据供电极断电后，由电化学作用引起的岩石和地下水放电电场（即二次场）的衰减特征来寻找地下水。二次场的衰减特征可用视极化率（η_s）、视频散率（P_s）（交流极化法的基本测量参数）、衰减度（D）、衰减时（τ）表示。判断地下水存在效果较好的测量参数，通常是 τ 和 D。τ 是指二次场电位差（ΔU_2）衰减到某一规定数值时（通常规定为50%）所需的时间（单位为s）。D 亦是反映极化电场（即二次场）衰减快慢的一种测量参数（用百分数表示）。由于岩石中的含水或富水地段水分子的极化能力较强，又因二次场一般衰减慢，故 D 和 τ 值相对较大。

激发极化法和电阻率法一样，分为测深法、剖面法和测井法。其中，激发极化测深法用得最多，主要用于寻找层状或似层状分布的各种地下水以及较大的溶洞含水带，并可确定它们的埋藏深度。还可根据含水因素（M_s）❶和已知钻孔涌水量的相关关系，大致估计设计钻孔的涌水量。

由于激发极化所产生的二次场值小，故这种方法不适用于覆盖层较厚（如大于20m）和工业游散电流较强的地区。电源笨重、工作效率较低、成本较高，也是这种方法的不足之处。

（3）交变电磁场法。这种方法是以岩石、矿石（包括水）的导电性、导磁性及介电性的差异为基础，通过对以上物理场空间和时间分布特征的研究，达到查明隐伏地质体和地下水的目的。

电磁法是近二三十年才推出的新物探方法。目前已在生产中使用的有甚低频电磁法（利用超长波通讯电台发射的电磁波为场源）、频率测深法（以改变电磁场频率来测得不同深度的岩性）、地质雷达法（利用高频电磁波束在地下电性界面上的反射来达到探测地质对象的目的）等。其中，甚低频法对确定低阻体（如断裂带、岩溶发育带和含水裂隙带）比较有效；而地质雷达则具较高的分辨率（可达数厘米），可测出地下目的物的形状、大小及其空间位置。

近年来，原苏联科学家又设计出一种新的能直接寻找地下水的电磁法，即核磁找水法。其原理如下：由于水具弱磁性，故在磁场作用下，其磁矩将沿地磁的方向排列。当在垂直地磁场方向施加一定强度和频率的人工磁场时，水分子就会产生核磁共振现象。其磁振动频率将会在地面铺设的金属线圈中产生一定的电感应讯号。测定出这种讯号的强度，就可确定出地下水的埋深和富集程度。

（4）放射性探测法（天然放射性找水法）

自然界存在三个放射性元素系（铀-镭系、钍系和锕系）和一些不成系的天然放射性元素，但在岩石和水中分布较广泛的，主要有铀（U）、镭（Ra）、氡（Rn）、钍（Th）和钾（^{40}K）。天然放射性元素发生衰变时能放出 α、β、γ 射线，而这些射线的强度可利用核辐射探测仪器加以测定。尚须指出，用放射性方法所测量到的射线，主要是氡及其子体产生的，而铀、镭等元素放出的射线是次要的，故氡及其子体是放射性探测法首先重视的对象。

放射性探测法主要适用于寻找基岩地下水，这是基于以下原因：①不同类型岩石，由于其放射性元素含量不同，其放射性强度常有差异；②岩石中断裂带和裂隙发育带，常是

---

❶ 含水因素（M_s）：是指衰减时（s）－极距（$AB/2$）曲线图上，不同极距区间曲线与横坐标（$AB/2$）所包围的面积，它反映出不同深度区间岩石的含水性。

放射性气体运移和聚积的场所，故可形成放射性异常带；③在地下水流动过程中（特别是在出露地段），由于水文地球化学条件的突然改变，可导致水中某些放射性元素的沉淀或富集，从而形成放射性异常。

由于地下水中所含放射性物质甚微，所以利用天然放射性找水，并非直接测定地下水的放射性，而是通过测定岩石的放射性差异去判断有无含水的岩层，有无可供地下水赋存的断裂、裂隙（通道）构造。放射性探测的方法很多，但都是基于测量氡及其子体的射线强度；放射性探测的仪器种类也很多，但从原理上说主要分为γ、α两种辐射仪（这是因为γ射线穿透力较强，α粒子电离本领较强）。现将目前使用较多的方法简介如下。

①γ测量法。所测量的是铀、钍、钾等放射性元素及其子体辐射出的γ射线的总强度。本方法使用的仪器轻便，工作效率高，对查明岩层分界线和破碎带有一定效果；但其异常显示不够明显，覆盖土层厚度较大时效果不佳。

②放射性能谱测量法。是在γ测量法的基础上新推出的方法。它除能测量出γ射线总强度外，并且可根据所记录的特征谱段的γ射线强度，区分出铀、钍、钾的γ辐射强度。在同一测量剖面线上，四条辐射强度曲线的相互配合，可大大提高地质解释的精度。

③射气测量法。该方法是用射气仪（测氡仪）测量土壤中放射性气体（主要是氡气）的浓度，以发现浮土下的放射性异常带。

氡是镭的衰变产物，氡的三个天然同位素都是放射性气体。其中，^{222}Rn是主要的射气（呈原子状态，易溶于水）。由于它具有较长的半衰期（3.825d），故能进行较长距离的迁移。氡气常沿着构造裂隙和岩溶通道运移和集中，并在其上方产生一定的氡晕。因此，可通过探测氡（或其放射性子体）晕强度，寻找出含水裂隙带或岩溶通道。测氡法对于寻找脉状基岩含水带有很好的效果。但其测量结果，也难免受到土壤湿度、温度、气压、土壤密实程度和融冻状态的影响。

④α径迹测量法和α卡法。这两种方法均是测量土壤盖层中α射线的方法。前者所测得的α射线是氡和其他放射性同位素共同产生的；而后者所测得的仅是氡及其子体所产生的α射线强度。两种方法的工作原理也基本相同。α径迹法是将特制的薄膜（或胶片）放在固体绝缘容器中（一般用陶瓷杯），将容器倒置埋设于地面下0.3—0.6m深度内，经过10—20d后，取出特制薄膜（或胶片），在显微镜下统计出薄膜上被α射线轰击后留下的潜迹（孔），从而确定出α射线强度；α卡法则是将特制的α卡片埋置于地下，使之聚积氡的衰变子体，而后使用α辐射仪测量出α射线强度。这两种方法，由于接收片在地下埋置的时间较长，聚积的放射性元素多，接收到的辐射量大，因而捕捉到的异常突出清晰，测量结果精度较高，且在浮土厚度较大时（数十米）亦不受影响。两种方法的主要缺点是工期较长。

⑤^{210}Po法。它和α卡法一样，也是一种长期积累的测氡方法。但它是通过采集土样，经化学处理后，使土样中的^{210}Po元素置换到某种金属片上，再用α辐射仪测量^{210}Po放出的α射线强度。由于^{210}Po是一个长寿命、强辐射的天然同位素，故其探测深度亦较大，且不适用于土层已经再搬运过的地区。

二、采用地球物理测井方法确定含水层和测定水文地质参数

许多地球物理测井方法都可配合钻探取芯和水文地质观测资料，用于钻孔剖面的岩性分层，判断含水层（带）、岩溶发育带和咸淡水分界面位置（深度）及确定水文地质参数等。当采用无芯钻进或钻进取芯不足时，物探测井更是不可缺少的探测手段。物探测井的地质-

水文地质解释精度，远比前述的地面物探方法为高。对确定钻孔中的岩层分界面和出水裂隙段位置的可靠性和精度，有时甚至比钻探取芯还高。

目前，水文地质钻探中常用的测井方法[1]有五类：一类为电法测井，包括视电阻率法中的普通视电阻率测井、井液电阻率测井和自然电位测井；二类为放射性测井，包括伽玛-伽玛测井、中子测井和放射性同位素测井；三类为声波测井；四类为热测井。还常使用流速测井。各种测井方法相互配合，可以提供更多、更可靠的地质-水文地质信息，可使水文地质钻孔发挥更大的勘查效益。

上述许多物探测井法，除完成井孔地质剖面的测量任务外，皆可测出（或粗略地测定出）含水层的水文地质参数和岩石的工程力学性质，也可解决某些水井工程的特殊问题（如井径、井斜等）。现将主要测井方法所解决的水文地质问题简介于下。

（1）普通视电阻率测井：除划分钻孔地层剖面外，主要用于确定含水层的位置及厚度，测定岩石电阻率参数和岩石孔隙度；

（2）井液电阻率测井：其中的扩散法，能可靠的确定钻孔中含水层（出水段）的位置和厚度，比较含水层的富水性，求地下水的渗透速度和间接计算渗透系数；

（3）自然电位测井：可确定地下水的矿化度和咸淡水界面，估计地层的含泥量；

（4）伽玛-伽玛测井：可按密度区分岩性、划分剖面，确定含水层和岩石的孔隙度；

（5）中子测井：用于划分岩性，查明含水层，确定孔隙度和测定含水量；

（6）放射性同位素测井：同位素示踪法是目前测定地下水流向、流速、渗透系数和水质弥散系数的主要方法，还可用于确定井内出水和套管破裂位置，检查井管外封堵质量和寻找水库（坝下）渗漏通道；

（7）声波测井：主要用于测定岩石的孔隙度，也用于划分岩性、作地层对比，划分含水破裂带等；

（8）热测井：测地温梯度，测定井内进（漏）水位置。

此外，还有流速（流量）测井，实质上它属于水文法测井，而非地球物理方法。此法能直接测量出钻孔中各个含水层（或含水段）的厚度、流速和出水量，并能计算出各含水层（段）的渗透系数，确定钻孔中各个含水层之间的补排关系，还可检查钻孔止水效果和确定过滤器有效长度。我国冶金部武汉勘察研究院生产的RM-2型地下水流速仪，可测流速范围为0.2—80cm/s。

§3　水文地质人员在物探工作中的任务

1. 掌握物探方法的使用条件

物探方法是一种先进的地质调查技术。但它能否取得好效果，还取决于一系列自然与人为因素。当能满足下列使用条件时，才能有较好的效果。

（1）探测对象（岩层或含水带）与围岩之间存在比较显著的物性差异；

（2）这种物性差异，要有一定的异常幅度，并能在所探测的深度内能被目前使用的物探仪器测量出来；

（3）探测对象呈现的异常现象，能与其他自然和人为干扰因素引起的异常现象很好地区别开来；

(4) 还要求探测对象有一定的规模（厚度或范围），埋藏不能太深，其他自然和人为干扰因素（地形坡度、切割程度、浮土厚度、工业地电、地下金属管道等）的影响不能太强烈。

2. 提出水文地质物探工作的探测任务

根据水文地质调查任务，并考虑测区的具体地质及水文地质特点、物理场特点（即何种物理场可能最显著）、可能存在的自然与人为干扰因素及物探仪器性能和精度，水文地质人员应正确地提出水文地质物探的任务。

水文地质物探的任务，不外乎两个方面：通过地面物探（或航空物探）方法寻找含水层或富水带，确定它们的分布范围、埋藏深度、厚度和产状；通过物探测井方法准确地确定含水层（带）的厚度、深度、富水程度、咸淡水界面位置，或测定某些水文地质参数及完成某些水井工程探测任务（测量井径、井斜和检查钻孔止水效果）。

3. 确定物探方法，选定物探测线、测点的布置方案和测量装置

依据所确定的任务，要求水文地质人员和物探人员一起，共同完成这三项工作。对选定的物探方法，要通过现场试验验证后再作决定。如能使用综合物探手段完成同一项任务，则可相互验证，取长补短，以提高成果解释的可靠性和精度。例如，为探测倾角不大的层状含水层，可同时使用电阻率测深法和激发极化测深法；为寻找基岩脉状富水带，可同时使用电剖面法、磁法、γ 测量法和射气测量法等找水方法。我国煤炭水文地质部门在北方岩溶区的勘探钻孔中，常使用视电阻率法、自然电位法、井液电阻率法、γ-γ 法、中子法、井下电视等多种测井方法。它们对确定岩溶发育段位置、含水层位置等效果十分满意。

在选择物探测线、测点的布置方案和选择正确的测量装置时，如使用电阻率测深（或剖面）法，则首先须确定测线的位置、方位、测点间距和测线之间的距离；同时，也要正确地选择供电极距、测量极距和电测剖面装置。要知道，有时虽然选择了正确的物探方法，但由于测线方向布置不正确或测量装置选择不合理，同样不能获得好效果。例如，当测线与欲探测的构造破碎带交角很小时，可能测得的异常就非常不显著。对于厚度不大（如 10～20m），而埋藏深度又较大（如顶板深度大于 70～80m）的含水层，如采用电测深法正常的供电极距，可能在视电阻率曲线上根本没有显著异常显示；如果在含水层可能出现的深度，供电极距按较小的距离（如 10m）增加，则可能测量出含水层的异常值（图 4—2）。又如，

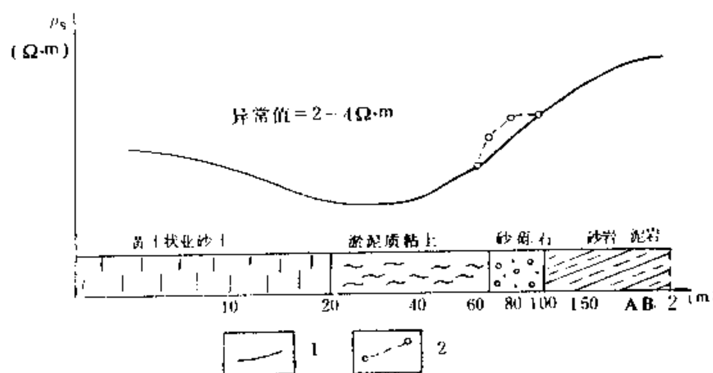


图 4—2 某地的电测深曲线

1—正常供电极距测得的 ρ_s 曲线；2—小供电极距测得的 ρ_s 曲线

当采用电剖面法寻找覆盖土层下的陡斜基岩脉状富水带时，如采用的供电极距过小，则探测深度达不到富水带，便无异常显示；若供电极距太大，则因富水带深部富水性变弱，所测得的异常显示也不够显著。因此，供电极距的选择，对物探效果有决定性的影响。

4. 解释测量成果

这项工作也要配合物探人员进行。物探曲线常反映了探测对象本身和其它多种自然或人为因素的综合影响。因此，只有了解了具体的地质-水文地质背景和各种干扰因素的可能影响，才能进行正确的解释。否则，对于测量成果常常可以作出多种或者错误的解释。

因为含水层或富水带没有固定不变的异常标志，为了提高测量成果解释的可靠性，最好首先在露头较好地段或已有勘探井旁进行试验，确定出探测对象异常的形态、性质和幅度，从而制定出可靠的解释标志。例如，在视电阻率较高的石灰岩、岩浆岩和砂岩中，一般以低阻异常作为有水的标志；但在视电阻率本来就较低的碎屑岩及结晶片理发育的岩石中，高阻异常带则常常是有水的标志。因此，符合已有水井旁试验得出的解释标志，才是最可靠的解释标志。

第五章　水文地质试验

水文地质试验的种类很多，是水文地质调查中不可缺少的重要手段，许多水文地质资料，皆需通过水文地质试验才能获得。本章仅以野外抽水试验为主，其他几项试验为辅予以介绍。

§1　抽水试验的目的任务

抽水试验是通过从钻孔或水井中抽水，来定量、评价含水层富水性，测定含水层水文地质参数和判断某些水文地质条件的一种野外试验工作。

随着水文地质勘查阶段由浅入深，抽水试验在各个勘查阶段中都占有重要的比重。其成果质量直接影响着对调查区水文地质条件的认识和水文地质计算成果的精确程度。在整个勘查费用中，抽水试验的费用仅次于钻探工作；有时，整个钻探工程主要是为了抽水试验而进行的。

抽水试验的目的、任务是：

(1) 直接测定含水层的富水程度和评价井（孔）的出水能力；

(2) 抽水试验是确定含水层水文地质参数（K、T、μ、μ^*、a）的主要方法；

(3) 抽水试验可为取水工程设计提供所需水文地质数据，如 R、单井出水量、单位出水量、井间干扰系数等；并可根据水位降深和涌水量选择水泵型号；

(4) 通过抽水试验，可直接评价水源地的可（允许）开采量；

(5) 可以通过抽水试验查明某些其他手段难以查明的水文地质条件，如地表水、地下水之间及含水层之间的水力联系，以及地下水补给通道和强径流带位置等。

从实例图 5—1 的抽水条件下的等水位线图可以准确地判断 F_1、F_2、F_3 断层具阻水性质，F_4 是透水的，水从北东和北西补给。从图 5—2的等水位线，可准确地判断含水层的各向异性、断层的导水性和抽水孔西南存在的岩性隔水边界。

§2　抽水试验的分类和各种抽水试验方法的主要用途

按抽水试验所依据的井流公式原理和主要的目的任务，可将抽水试验划分为表 5—1 的各种类型。由表 5—1 所示的各种单一抽水试验类型，又可组合成多种综合性的抽水试验类型。如表中的Ⅰ和Ⅱ类抽水试验，可组合成稳定流单孔抽水试验和稳定流多孔干扰抽水试验，非稳定流单孔抽水试验和非稳定流多孔干扰抽水试验等。

至于在具体的水文地质调查工作中选用何种抽水试验，主要取决于调查工作进行的阶段和调查工作的主要目的任务。比如，在区域性水文地质调查及专门性水文地质调查的初始阶段，抽水试验的目的主要是获得含水层具代表性的水文地质参数和富水性指标（如钻

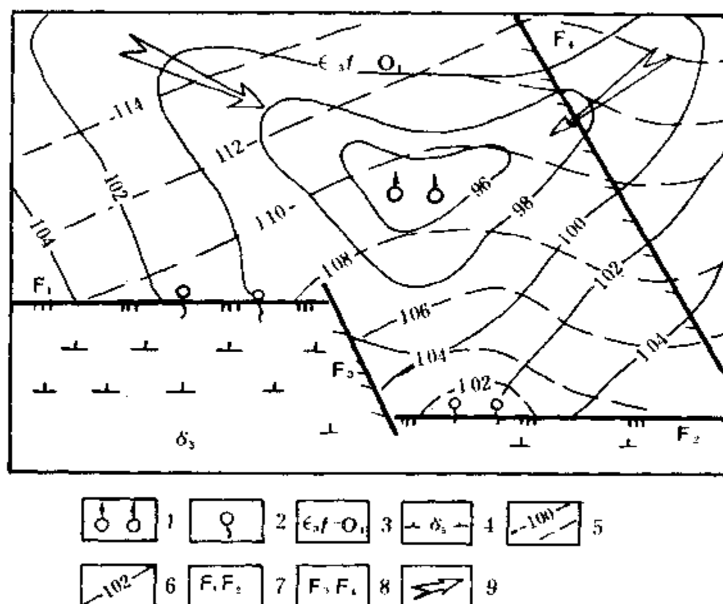


图 5—1　山东莱芜市某岩溶水源地抽水条件下地下水流场图

1—抽水孔组；2—泉水，抽水试验后期干枯；3—结晶灰岩、石灰岩和白云质石灰岩（含水组）；4—燕山期闪长岩；5—抽水试验前的地下水等水位线（m）；6—抽水试验水位稳定时的地下水等水位线；7—压性断层，抽水条件下为阻水断层；8—张扭性断层，抽水条件下，F_3 为阻水断层，F_4 为透水断层；9—地下水流向

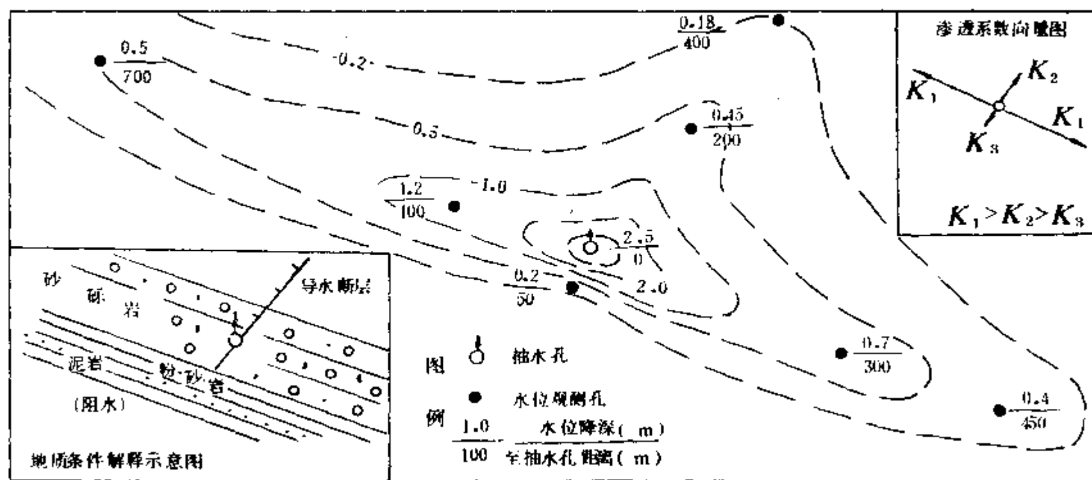


图 5—2　吉林省长岭县城北郊新第三系太康组含水层抽水钻孔水位降深等值线示意图

孔的单位涌水量或某一降深条件下的涌水量），故一般选用单孔抽水试验即可。当只需要取得含水层渗透系数和涌水量时，一般多选用稳定流抽水试验；当需获得渗透系数、导水系数、释水系数及越流系数等更多的水文地质参数时，则须选用非稳定流的抽水试验方法。进行抽水试验时，一般不必开凿专门的水位观测孔，但为提高所求参数的精度和了解抽水流

表 5—1　抽水试验方法分类表

分类依据	抽水试验类型	亚　　类		主　要　用　途
Ⅰ．按井流公式的稳定流和非稳定流理论	1．稳定流抽水试验			(1) 确定水文地质参数 K、H (r)、R (2) 确定水井的 $Q—S$ 曲线类型：①判断含水层类型及水文地质条件 ②下推更大降深时的开采量
	2．非稳定流抽水试验	2—1．定流量非稳定流抽水试验		(1) 确定水文地质参数 μ^*、μ、K'/m'（越流系数）、T、a、B（越流因素）、$1/a$（延迟指数） (2) 预测在某一抽水量条件下，抽水流场内任一时刻任一点的水位下降值
		2—2．定降深非稳定流抽水试验		
Ⅱ．按井流公式的干扰和非干扰理论	1．单孔抽水试验	按有无水位观测孔	1—1．无观测孔的单孔抽水试验	同Ⅰ
			1—2．带观测孔的单孔抽水试验（带观测孔的多孔抽水试验；带观测孔的孔组抽水试验）	(1) 提高水文地质参数的计算精度：①提高水位观测精度 ②避开抽水孔三维流影响 (2) 准确确定 $r—s$ 关系，求解出 R、μ、a (3) 了解某一方向上水力坡度的变化，从而认识某些水文地质条件
	2．干扰抽水试验	按试验目的规模	2—1．干扰抽水试验	(1) 求取水工程干扰出水量 (2) 求井间干扰系数和合理井距
			2—2．大型群孔干扰抽水试验	(1) 求水源地允许开采量 (2) 暴露和查明水文地质条件 (3) 建立地下水流（开采条件下）模拟模型
Ⅲ．按抽水试验任务	1．试验抽水（一次降深稳定流单孔抽水，（试验性）			概略评价含水层富水性
	2．抽水试验（2—3 次降深稳定或非稳定流单孔抽水试验）			求水文地质参数，确定 $Q—S$ 关系
	3．(1) 一般开采性抽水试验（或 (2) 生产性群孔大型抽水试验）			求水源地允许开采量或求水文地质参数或判明水文地质条件
Ⅳ．按抽水试验的含水层数目	1．分层抽水试验			单独求取各含水层的水文地质参数
	2．混合抽水试验			求多个含水层综合的水文地质参数

场特征，应尽量用已有更多的水井作为试验的水位观测孔。

在专门性水文地质调查的详勘阶段，当希望获得开采孔群（组）设计所需水文地质参数（如影响半径、井间干扰系数等）和水源地允许开采量（或矿区排水量）时，则须选用多孔干扰抽水试验。当设计开采量（或排水量）远较地下水补给量小时，可选用稳定流的抽水试验方法；反之，则选用非稳定流的抽水试验方法。

§3 抽水孔和观测孔的布置要求

一、抽水孔（主孔）的布置要求

（1）布置抽水孔的主要根据是抽水试验的任务和目的；目的任务不同其布置原则也各异。

①为求取水文地质参数的抽水孔，一般应远离含水层的透水、隔水边界，应布置在含水层的导水及贮水性质、补给条件、厚度和岩性条件等有代表性的地方。

②对于探采结合的抽水井（包括供水详勘阶段的抽水井），要求布置在含水层（带）富水性较好或计划布置生产水井的位置上，以便为将来生产孔的设计提供可靠信息。

③欲查明含水层边界性质、边界补给量的抽水孔，应布置在靠近边界的地方，以便观测到边界两侧明显的水位差异或查明两侧的水力联系程度。

（2）在布置带观测孔的抽水井时，要考虑尽量利用已有水井作为抽水时的水位观测孔；当无现存水位观测井时，则应考虑附近有无布置水位观测井的条件。

（3）抽水孔附近不应有其它正在使用的生产水井或地下排水工程。

（4）抽水井附近应有较好的排水条件，即抽出的水能无渗漏地排到抽水孔影响半径区以外，特别应注意抽水量很大的群孔抽水的排水问题。

二、水位观测孔的布置要求

1. 布置抽水试验水位观测孔的意义

（1）利用观测孔的水位观测数据，可以提高井流公式所计算出的水文地质参数的精度。这是因为：i. 观测孔中的水位，不存在抽水孔水跃值和抽水孔附近三维流的影响，能更真实地代表含水层中的水位。ii. 观测孔中的水位，由于不存在抽水主孔“抽水冲击”的影响，水位波动小，水位观测数据精度较高。iii. 利用观测孔水位数据参与井流公式的计算，可避开因 R、a 值选值不当给参数计算精度造成的影响。

（2）利用观测孔的水位，可用多种作图方法求解稳定流和非稳定流的水文地质参数。

（3）利用观测孔水位，可绘制出抽水的人工流场图（等水位线或下降漏斗），从而可帮助我们判明含水层的边界位置与性质、补给方向、补给来源及强径流带位置等水文地质条件。

（4）一般大型孔群抽水试验，可根据观测孔控制渗流场的时、空特征，作为建立地下水流数值模拟模型的基础。

2. 水位观测孔的布置原则

不同目的的抽水试验，其水位观测孔布置的原则是不同的。

（1）为求取含水层水文地质参数的观测孔，一般应和抽水主孔组成观测线，所求水文地质参数应具有代表性。因此，要求通过水位观测孔观测所得到的地下水位降落曲线，对于整个抽水流场来说，应具有代表性。一般应根据抽水时可能形成的水位降落漏斗的特点，来确定观测线的位置。

①均质各向同性、水力坡度较小的含水层，其抽水降落漏斗的平面形状为圆形，即在通过抽水孔的各个方向上，水力坡度基本相等，但一般上游侧水力坡度较下游侧为小，故在与地下水流向垂直方向上布置一条观测线即可（图 5—3A）。

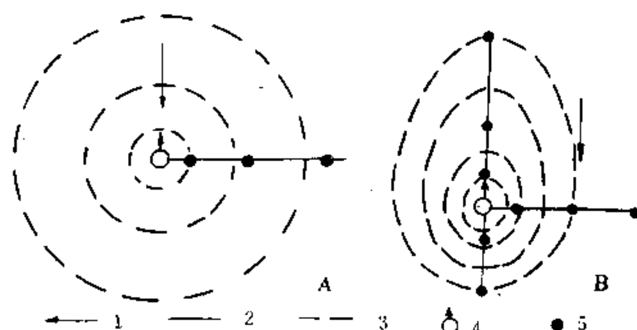


图 5—3　抽水试验水位观测线布置示意图

1—地下水天然流向；2—水位观测线；3—抽水时的等水位线；4—抽水主孔；5—水位观测孔

②均质各向同性、水力坡度较大的含水层，其抽水降落漏斗形状为椭圆形，下游一侧的水力坡度远较上游一侧大，故除垂直地下水流向布置一条观测线外，尚应在上、下游方向上各布置一条水位观测线（图 5—3B）。

③均质各向异性的含水层，抽水水位降落漏斗常沿着含水层贮、导水性质好的方向发展（延伸），该方向水力坡度较小；贮、导水性差的方向为漏斗短轴，水力坡度较大。因此，抽水时的水位观测线应沿着不同贮、导水性质的方向布置，以分别取得不同方向的水文地质参数。

④对观测线上观测孔的布置要求：观测孔数目：只为求参数，一个即可；为提高参数的精度则需 2 个以上。如欲绘制漏斗剖面，则需 2—3 个。观测孔距主孔距离：i. 按抽水漏斗水面坡度变化规律，愈近主孔距离应愈小，愈远离主孔距离应愈大。ii. 为避开抽水孔三维流的影响，第一个观测孔距主孔的距离一般应约等于含水层的厚度（至少应大于 10m）；iii. 最远的观测孔，要求观测到的水位降深应大于 20cm；iv. 相邻观测孔距离，亦应保证两孔的水位差必须大于 20cm。

（2）当抽水试验的目的在于查明含水层的边界性质和位置时，观测线应通过主孔、垂直于欲查明的边界布置，并应在边界两侧附近都要布置观测孔。

（3）对欲建立地下水水流数值模拟模型的大型抽水试验，应将观测孔比较均匀地布置在计算区域内，以便能控制整个流场的变化和边界上的水位和流量。

（4）当抽水试验的目的在于查明垂向含水层之间的水力联系时，则应在同一观测线上布置分层的水位观测孔。

（5）观测孔深度：要求揭穿含水层，至少深入含水层 10—15m。

§4　抽水试验的主要技术要求

这里将着重讨论如何确定对抽水水量、水位降深和抽水延续时间的要求问题。有关试验所用的水泵和流量，水位观测仪器的选择，流量、水位的观测时间间隔和观测精度的具体要求，可参阅有关的生产规范（程）。现仅就常用抽水试验的主要技术要求简介于下。

一、稳定流单孔抽水试验的主要技术要求

1. 对水位降深的要求

为提高水文地质参数的计算精度和预测更大水位降深时的井出水量，正式的稳定流抽水试验，一般要求进行三次不同水位降深（落程）的抽水，要求各次降深的抽水连续进行；对于富水性较差的含水层或非开采含水层，可只做一次最大降深的抽水试验。对松散孔隙含水层，为有助于在抽水孔周围形成天然的反滤层，抽水水位降深的次序可由小到大地安排；对于裂隙含水层，为了使裂隙中充填的细粒物质（天然泥沙或钻进产生的岩粉）及早吸出，增加裂隙的导水性，抽水降深次序可由大到小地安排。为便于含水层富水性的横向对比，某些水文地质生产规范对抽水试验的最大水位降深值和相邻二次水位降深的间隔已作出规定。

一般抽水试验所选择的最大水位降深值（S_{max}）：潜水含水层，$S_{max}=(1/3-1/2)H$（H 为潜水含水层厚度）；承压含水层，$S_{max}\leqslant$承压含水层顶板以上的水头高度。当进行三次不同水位降深抽水试验时，其余两次试验的水位降深，应分别等于最大水位降深值的 1/3 和 1/2。但是，在一般情况下，当含水层富水性较好，而勘探中使用的水泵出水量又有限时，则很难达到上述抽水降深的要求。此时，要求 S_{max} 等于水泵的最大扬程（或吸程）即可。当 S_{max} 降深值不太大时，相邻两次水位降深之间的水头差值也不应小于 1m。

2. 抽水试验流量的设计

由于水井流量的大小主要取决于水位降深的大小，因此一般以求得水文地质参数为主要目的的抽水试验，勿须专门提出抽水流量的要求。但为保证达到试验规定的水位降深，试验进行前仍应对最大水位降深时对应的出水量有所了解，以便选择适合的水泵。其最大出水量，可根据同一含水层中已有水井的出水量推测，或根据含水层的经验渗透系数值和设计水位降深值估算，也可根据洗井时的水量来确定。

欲作为生产水井使用的抽水试验钻孔，其抽水试验的流量最好能和需水量一致。

3. 对抽水试验孔水位降深和流量稳定后延续时间的要求

按稳定流抽水试验所求得的水文地质参数的精度，主要决定于抽水试验时抽水井的水位和流量是否真正达到了稳定状态。生产规范（或规程）一般是通过规定的抽水井水位和流量稳定后的延续时间来作保证。如果抽水试验的目的仅为获得含水层的水文地质参数，水位和流量的稳定延续时间达到 24h 即可；如抽水试验的目的，除获取水文地质参数外，还必须确定出水井的出水能力，则水位和流量的稳定延续时间至少应达到 48—72h 或者更长。当抽水试验带有专门的水位观测孔时，距主孔最远的水位观测孔的水位稳定延续时间应不少于 2—4h。此外，在确定抽水试验是否真正达到稳定状态时，还必须注意：i. 稳定延续时间必须从抽水孔的水位和流量均达到稳定后计算起；ii. 要注意抽水孔和观测孔水位或流量微小而有趋势性的变化。比如，有时间隔 2 次观测到的水位或流量差值，可能已小于生产规程规定的稳定标准。但是，这种微小的水位下降现象，却是连续地出现在以后各次的水位观测中。此种水位或流量微小而有趋势性的变化，说明抽水试验尚未真正进入稳定状态。如果抽水试验地段水位虽出现匀速的缓慢下降，其下降的速度又与不受抽水影响地段的含水层水位的天然下降速度基本相同，则可认为抽水试验已达到稳定状态。

4. 水位和流量观测时间的总要求

抽水主孔的水位和流量与观测孔的水位，都应同时进行观测，不同步的观测资料，可

能给水文地质参数的计算带来较大误差。水位和流量的观测时间间隔，应由密到疏，停抽后还应进行恢复水位的观测，直到水位的日变幅接近天然状态为止。

二、非稳定流抽水试验的主要技术要求

非稳定流抽水试验，按蔡斯井流公式原理，可设计成定流量抽水（水位降深随时间变化）或定降深抽水（流量随时间变化）两种试验方法。由于在抽水过程中流量比水位容易固定（因水泵出水量一定），在实际生产中一般多采用定流量的非稳定流抽水试验方法。只有在利用自流钻孔进行涌水试验（即水位降低值固定为自流水头高度，而自流量逐渐减少、稳定），或当模拟定降深的疏干或开采地下水时，才进行定降深的抽水试验。故本节将以定流量抽水为例，介绍非稳定流抽水试验（表5—1中Ⅰ—2）的技术要求。

1．对抽水流量值的选择要求

在定流量的非稳定流抽水中，水位降深是一个变量，故不必提出一定的要求，而对抽水流量值的确定则是重要的。在确定抽水流量值时，应考虑两种情况：i. 对于主要目的在于求得水文地质参数的抽水试验，选定抽水流量时只需考虑：以该流量抽水到抽水试验结束时，抽水井中的水位降深不致超过所使用水泵的吸程；ii. 对于探采结合的抽水井，可考虑按设计需水量或至少按设计需水量的1/3—1/2的强度来确定抽水量；iii. 可参考勘探井洗井时的水位降深和出水量来确定抽水流量。

2．对抽水流量和水位的观测要求

当进行定流量的非稳定流抽水时，要求抽水量从始至终均应保持定值，而不只是在参数计算取值段的流量为定值。对定降深抽水的水位定值要求亦如此。

同稳定流抽水试验要求一样，流量和水位观测应同时进行；观测的时间间隔应比稳定流抽水为小；抽水停抽后恢复水位的观测，应一直进行到恢复水位变幅接近天然水位变幅时为止。由于利用恢复水位资料计算的水文地质参数，常比利用抽水观测资料求得的可靠，故非稳定流抽水恢复水位观测工作，更有重要意义。

3．抽水试验延续时间的要求

对非稳定流抽水试验的延续时间，目前还没有公认的科学规定。但可从试验的目的任务和参数计算方法的需要，对抽水延续时间作出规定。

当抽水试验的目的主要是求得含水层的水文地质参数时，抽水延续时间一般不必太长，只要求水位降深（S）-时间对数（$\lg t$）曲线的形态比较固定和能较明显地反映出含水层的边界性质即可停抽。我国一些水文地质学者，在研究含水层导水系数（T）随抽水延续时间的变化规律后得出结论：根据非稳定流抽水初期观测资料所计算出的不同时段的导水系数值变化较大；而当抽水延续到24h后所计算的T值与延续100h时后计算的T值之间的相对误差，绝大多数情况下均<5%。故从参数计算的结果考虑，以求参为目的的非稳定流抽水试验的延续时间，一般不必超过24h。

抽水试验的延续时间，有时也需考虑求参方法的要求。例如，当试验层为无界承压含水层时，常用配线法和直线图解法求解参数。前者虽然只要求抽水试验的前期资料，但后者从简便计算取值出发，则要求S-$\lg t$曲线的直线段（即参数计算取值段）至少能延续2个以分钟为单位的对数周期，故总的抽水延续时间应达到3个对数周期，即达1000min。如有多个水位观测孔，则要求每个观测孔的水位资料均符合此要求。

当有越流补给时，如用拐点法计算参数，抽水至少应延续到能可靠判定拐点（即S_{max}）

为止。如需利用稳定状态时段的资料，则水位稳定段的延续时间应符合稳定流抽水试验稳定延续时间的要求。

当抽水试验目的主要在于确定水井的出水量（对定流量抽水来说，应为在某一出水量条件下，水井在设计使用年限内的水位降深）时，试验延续时间应尽可能长一些，最好能从含水层的枯水期末期开始，一直抽到丰水期到来；或抽水试验至少进行到 S-lg$t$ 曲线能可靠地反映出含水层边界性质为止。如为定水头补给边界，抽水试验应延续到水位进入稳定状态后的一段时间为止；有隔水边界时，S-lg$t$ 曲线的斜率应出现明显增大段；当系无限边界时，S-lg$t$ 曲线应在抽水期内出现匀速的下降。

三、大型群孔干扰抽水试验的主要技术要求

（1）此类型[1] 抽水试验的主要目的在于求得水源地的允许开采量或求矿井在设计疏干降深条件下的排水量，或对某一开采量条件下的未来水位降深作出预报。因此，大型群孔干扰抽水试验的抽水量，应尽可能接近水源地的设计开采量。当设计开采量很大（如 $5\times10^4m^3$ 以上）或抽水设备能力有限时，抽水量至少也应达到水源地设计开采量的 1/3 以上。

（2）对大型群孔干扰抽水试验水位降深的要求，基本上同对抽水量的要求一样，即应尽可能地接近水源地（或地下疏干工程）设计的水位降深，一般或至少应使群孔抽水水位下降漏斗中心处达到设计水位降深的 1/3。特别是当需要通过抽水时地下水流场分析（查明）某些水文地质条件时，更必须有较大的水位降深要求。

（3）此类型抽水试验可以是稳定流的，也可以是非稳定流的。对于供水水文地质勘查来说，为获得水源地的稳定出水量，一般多进行稳定流的开采抽水试验。此稳定出水量，可以通过改变抽水强度直接确定出水源地最大降深时的稳定出水量（适用于地下水资源不太丰富的水源地）；也可通过进行三次水位降深的稳定流抽水试验，据流量（Q）-水位降深（S）关系曲线方程，下推设计条件下的稳定出水量。

（4）为提高水源地允许开采量的保证程度，抽水试验最好在地下水枯水期的后期进行；如还需通过抽水试验求得水源地在丰水期所获得的补给量，则抽水试验要求一直延续到丰水期到来之后的一段时间。

（5）为了实现大型群孔干扰抽水试验的各项任务，其抽水延续时间往往较长。按地质矿产部城镇及工矿供水水文地质勘察规范（1986 年颁布）的规定，如进行稳定流的抽水试验，要求水位下降漏斗中心水位的稳定时间不应少于一个月；但根据试验任务的需要，可以更长（如 2—3 个月或以上）。此外，还须注意的是，各抽水孔的抽水起、止时间应该是相同的；对抽水过程中水位和出水量的观测应该是同步的；对停抽后恢复水位的观测延续时间的要求，同于一般稳定或非稳定流抽水试验。

§5　抽水试验资料的整理

在抽水试验进行过程中，需要及时对抽水试验的基本观测数据——抽水流量（Q）、水位降深（S）及抽水延续时间（t）进行现场检查与整理，并绘制出各种规定的关系曲线。现

[1] 主要指表 5—1 中的 1-2-2 类型抽水试验，所述内容也适用于表 5—1 Ⅱ-3-2 中的生产性群孔大型抽水试验，即指群孔抽水、大流量、大降深、强干扰、长时间的模拟生产条件的大型抽水试验。

场资料整理的主要目的是：i. 及时掌握抽水试验是否按要求正常地进行，水位和流量的观测成果是否有异常或错误，并分析异常或错误现象出现的原因。须及时纠正错误，采取补救措施，包括及时返工及延续抽水时间等，以保证抽水试验顺利进行，避免出现设备搬迁后才发现试验成果不合要求的错误。ii. 通过所绘制的各种水位、流量与时间关系曲线及其与典型关系曲线的对比，判断实际抽水曲线是否达到水文地质参数计算取值的要求，并决定抽水试验是否需要缩短、延长或终止。iii. 为水文地质参数计算提供基本的可靠的原始资料。

不同方法的抽水试验，对资料整理的具体要求也有所区别。

一、稳定流单孔（或孔组）抽水试验现场资料整理的要求

对于稳定流抽水试验，除及时绘制出 Q-t 和 S-t 曲线外，尚需绘制出 Q-S 和 q-S 关系曲线（q 为单位降深涌水量）。Q-t、S-t 曲线可及时帮助我们了解抽水试验进行得是否正常；而 Q-S 和 q-S 曲线则可帮助我们了解曲线形态是否正确地反映了含水层的类型和边界性质，检验试验是否有人为错误。图 5—4、图 5—5 表示了抽水试验常见的各种 Q-S 和 q-S 曲线类型。图中曲线Ⅰ示承压井流（或厚度很大、降深相对较小的潜水井流）；曲线Ⅱ示潜水或承压转无压的井流（或为三维流、紊流影响下的承压井流）；曲线Ⅲ示从某一降深值起，涌水量随降深的加大而增加很少；曲线Ⅳ补给衰竭或水流受阻，随 S 加大 Q 反而减少；曲线Ⅴ通常表明试验有错误，但也可能反映在抽水过程中，原来被堵塞的裂隙、岩溶通道被突然疏通等情况的出现。

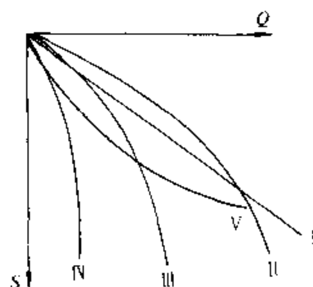


图 5—4　抽水试验的 Q-S 曲线

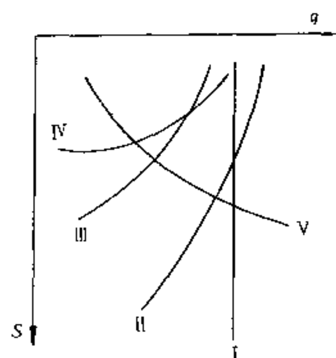


图 5—5　抽水试验的 q-S 曲线

二、非稳定流单孔（或孔组）抽水试验现场资料整理的要求

对于定流量的非稳定流抽水试验，在抽水试验过程中主要是编绘出水位降深和时间的各类关系曲线，这些曲线，除用于及时掌握抽水试验进行得是否正常和帮助确定试验的延续、终止时间外，主要是为计算水文地质参数服务的。故须在抽水试验现场编绘出能满足所选用参数计算方法要求的曲线形式。在一般情况下，首先编绘的是 S-$\lg t$ 或 $\lg S$-$\lg t$ 曲线；当水位观测孔较多时，尚需编绘 S-$\lg r$ 或 S-$\lg t/r^2$ 曲线（式中 r 为观测孔至抽水主孔距离）；对于恢复水位观测资料，须编绘出 S'-$\lg\left(1+\frac{t_p}{t'}\right)$ 和 S^*-$\lg\frac{t}{t'}$ 曲线。其中，S' 为剩余水位降

深；S' 为水位回升高度；t_p 为抽水主井停抽时间；t' 为从主井停抽后算起的水位恢复时间；t 为从抽水试验开始至水位恢复到某一高度的时间。

三、对群孔干扰抽水试验现场资料整理的要求

除编绘出各抽水孔和观测孔的 S-t（对稳定流抽水）、S-lg$t$（对非稳定流抽水）曲线和各抽水孔流量、群孔总流量过程曲线外，尚须编绘试验区抽水开始前的初始等水位线图、不同抽水时刻的等水位线图、不同方向的水位下降漏斗剖面图及水位恢复阶段的等水位线图，有时还需编制某一时刻的等降深图。

§6 其他水文地质野外试验

除抽水试验外，还有许多其它野外水文地质试验方法。现将常用的方法简介如下。

一、渗水试验

渗水试验是一种在野外现场测定包气带土层垂向渗透性的简易方法，在研究大气降水、灌溉水、渠水、暂时性表流等对地下水的补给量时，常需进行此种试验。

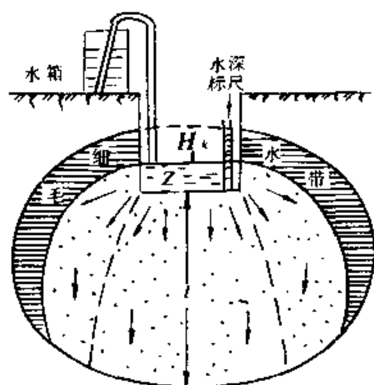


图 5—6 试坑渗水试验示意图

其方法是，在试验层中开挖一个截面积不大（0.3—0.5m²）的方形或圆形试坑，不断将水注人坑中，并使坑底的水层厚度保持一定（一般为 10cm 厚，见图 5—6）。当单位时间注入水量（即包气带岩层的渗透流量）保持稳定时，则可根据达西渗透定律计算出包气带土层的渗透系数，即：

$$K = V/I = \frac{Q}{WI} \tag{1}$$

式中：Q——稳定渗透流量，即注入水量；

V——渗透水流速度；

W——渗水坑的底面积；

I——垂向水力坡度，即：

$$I = \frac{H_k + Z + l}{l} \tag{2}$$

式中，H_k 为包气带土层的毛细上升高度（m），可测定或用经验数据；Z 为渗水坑内水层厚度（m）；l 为水从坑底向下渗入的深度（m），可通过试验前在试坑外侧、试验后在坑中钻孔取土样测定其不同深度的含水量变化，经对比后确定之。由于 H_k、l、Z 均为已知，故可计算出水力坡度 I 值。但在通常情况下，当渗入水到达潜水面后，H_k 则等于零。又因 Z 远远小于 l，故由（2）式计算得的水力坡度值近似等于 1（$I\approx1$）。于是（1）式改变为：

$$K = \frac{Q}{W} = V \tag{3}$$

（3）式说明，在上述基本合理的假定条件下，包气带土层的垂向渗透系数（K），实际上就等于试坑底单位面积上的渗透流量（单位面积注入水量），亦即渗入水在包气带土层中的渗透速度（V）。一般要求在试验现场及时绘制出 V 随时间的过程曲线（图 5—7），其稳定后的 V 值（即图中的 V_7）即为包气带土层的渗透系数（K）。

由于直接从试坑中渗水，未考虑注入水向试坑以外土层中侧向渗入的影响（使渗透断

面加大，单位面积人渗量增加)，故所求得的 K 值常常偏大。为克服此种侧向渗水的影响，目前仍多采用如图 5—8 所示的双环渗水试验装置，内外环间水体下渗所形成的环状水围幕即可阻止内环水向侧向渗透。

渗水试验方法的最大缺陷是，水体下渗时常常不能完全排出岩层中的空气，这对试验必然产生影响。

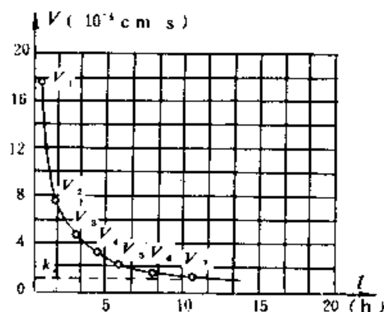


图 5—7　渗透速度与时间关系曲线图（据查依林）

二、钻孔注水试验

当钻孔中地下水位埋藏很深或试验层为透水不含水时，可用注水试验代替抽水试验，近似地测定该岩层的渗透系数。在研究地下水人工补给或废水地下处置的效率时，也需进行钻孔注水试验。

注水试验形成的流场图象，正好和抽水试验相反（图 5—9）。抽水试验是在含水层天然水位以下形成上大、下小的正向疏干漏斗；而注水试验则是在地下水天然水位以上形成反向的充水漏斗。

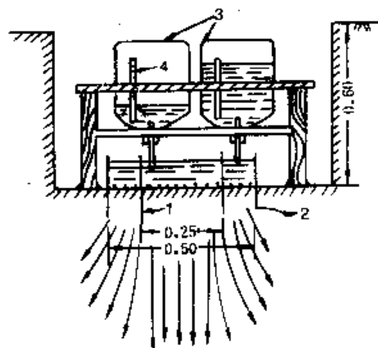


图 5—8　双环法试坑渗水试验装置图

1—内环；2—外环；3—自动补充水瓶；4—水量标尺，单位为米

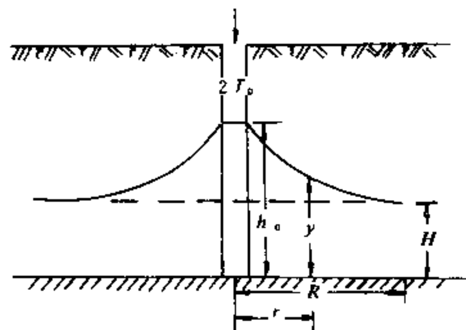


图 5—9　潜水注水井示意剖面图

对于常用的稳定流注水试验。其渗透系数计算公式的建立过程与抽水井的鸠布衣 K 值计算公式原理相似。其不同点仅是注入水的运动方向和抽水井中地下水运动方向相反，故水力坡度为负值。

对于潜水完整注水井，其注（涌）水量公式为：

$$Q = \pi K \frac{h_0^2 - H^2}{\lg R - \lg r}$$

对于承压完整注水井，其注（涌）水量公式为：

$$Q = 2\pi KM \frac{h_0 - H}{\lg R - \lg r}$$

注水试验时可向井内定流量注水，抬高井中水位，待水位稳定并延续到一定时间后，可停止注水，观测恢复水位。稳定后延续时间的要求，与抽水试验相同。

由于注水试验常常是在不具备抽水试验条件下进行的，故注水井在钻进结束后，一般都难以进行洗井（孔内无水或未准备洗井设备）。因此，用注水试验方法求得的岩层渗透系数，往往比抽水试验求的小得多。

三、地下水示踪试验

地下水示踪试验是指通过钻孔或地下坑道将某种能指示地下水运动途径的示剂注入含水层中，并借助下游井、孔、泉或坑道进行监测和取样分析，来研究地下水和其溶质成分运移过程的一种试验方法。进行试验的主要目的是测定水质弥散系数，同时亦可确定地下水的流向、流速和运动途径。

地下水的流向是阐明区域地下水径流条件，确定地下水流量计算断面的方向，正确布置地下水取水、排水、堵水截流工程设施，以及示踪试验井组位置等必不可少的依据。而地下水的实际流速，则可直接用于地下水断面流量的计算，帮助判断地下水的层流或紊流属性。水质弥散系数，则是建立地下水溶质运移模型和预测水质演变过程的最重要的参数。

上述三个水文地质参数，如果仅就地下水流向和流速的测定而言，在水文地质学中多有介绍，比如在等水位线图上就可直接确定出地下水流向，还可用物探（充电法）和观测指示剂流经同一流向上、下游两个钻孔的时间来确定地下水的流向和流速。但以上方法都未考虑指示剂在地下水中的弥散作用对试验结果的影响，而在地下水流速很小时，弥散作用的影响可能非常之大。从本世纪70年代始，随着水质弥散理论的出现而进行的地下水示踪试验，弥补了上述各种方法的缺陷。下面主要讨论有关测定水质弥散系数的问题。

1. 弥散系数的基本概念

当可溶解物质进入地下水后，便会在分子热动力作用（又称分子扩散作用）和水动力作用（对流作用）下逐渐地扩展，可溶解物质的浓度将被逐渐稀释。水质弥散系数便是描述该溶解物质浓度稀释过程的时间、空间变化规律和描述地下水溶质运移、进行水质预测的重要参数。

关于弥散系数，还须理解两个重要概念：i. 由于弥散作用是在分子扩散和对流作用下共同形成的，因此弥散系数（D）（又称水动力弥散系数）等于分子扩散系数（D''）与对流弥散系数（D'）（又称机械弥散系数）之和。在地下水流速较大时，对流弥散系数是主要的；当地下水流速较小时，分子扩散系数是主要的。ii. 由于弥散是有方向的，因此弥散系数是指三度空间上的值，即弥散系数（D）包括地下水流方向上的纵向弥散系数（D_L）、横向上的横向弥散系数（D_T）及垂向上的垂向弥散系数。但在大多数实际问题中，含水层中的地下水均具有一定的流速，而垂向上的水流运动也不十分显著，故常把分子扩散作用与垂向弥散作用忽略不计。因此，通过野外现场测得的、常是以对流弥散作用为主的纵向和横向弥散系数。

2. 试验方法简介

野外示踪试验是在沿地下水流向布置的试验井组中进行的。井组由上游的投源井（又称主井）和下游的监测井（接收井或称取样井）组成。为保证捕捉到来自投源井的示踪晕和提高试验精度，应在地下水主流线及其两侧与主孔不同距离并与主孔同心的圆弧上布置监测井。一般布置1—3层，每层布置3口监测井（图5--10)。由于示踪晕沿地下水流方向的扩散范围常常要远远大于与流向垂直方向的范围，故主流向两侧的监测井不能距主流线轴太远。由主流线上监测井、投源井与侧面监测井构成的夹角，一般不宜大于15°。

进行试验时，首先将示踪剂以脉冲或连续方式注人投源井中的含水层段，并使示踪剂溶液与含水层段地下水混合均匀。然后，严格定时测量投源井与监测井中的水位变化，用定深探头（或用定深取样分析方法）观测试验井中示踪剂的浓度变化；同时，观测监测井中示踪剂的出现。待示踪晕的前缘在监测井中出现后，应加密观测（取样）次数，以准确的测定出示踪剂前缘和峰值到达监测井的时间。

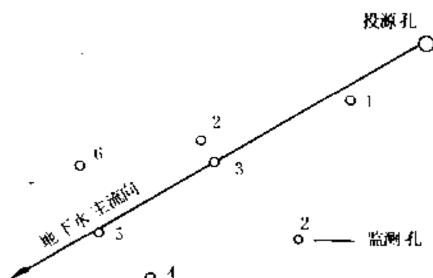


图 5—10 弥散试验井孔布置示意图

根据监测井中示踪剂浓度随时间的变化资料，利用有关的公式（参看有关书籍，如〔13〕），便可计算出地下水的流速和纵向弥散系数。将从监测井中得到的示踪剂浓度变化资料，绘制成示踪剂浓度 C_R（某时刻浓度/峰值浓度）和监测时间 t 的相关曲线，并将此曲线与弥散方程解析解的标准量板曲线（即 $C_R—t_R$[1] 曲线）相匹配（图 5-11），即可计算出纵向弥散系数；也可根据投源井到监测井的距离和示踪剂从投源井到监测井的时间（一般选取监测井中示踪剂出现初值与峰值出现时间的中间值），近似地计算出地下水的流速。

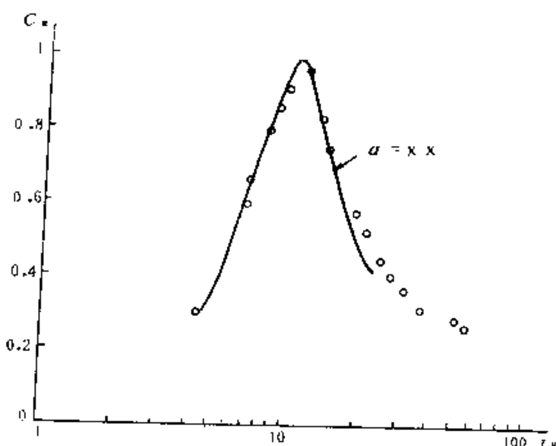


图 5—11 某监测井实测 $C_R—t_R$ 曲线（点线）与标准量板曲线（实线）的匹配图[13]

（图中的 a 为标准量板曲线的无量纲参数）

有关地下水示踪试验的技术要求，请参阅有关文献，本教材不予赘述。

尚需指明，上述示踪试验只适用于孔隙含水层和渗透性比较均匀的裂隙和岩溶含水层。对于岩溶管道流或非均质性极强的裂隙含水层，这种试验方法是不适合的。此外，弥散示踪试验也可在实验室中进行，但由于很难真实反映实际含水层的特征和地下水的动力条件，其实验结果常与野外试验有较大的出入，只能作为弥散系数取值时的参考。

有关示踪剂资料，请参阅有关书籍。

四、连通试验

连通试验实质上也是一种示踪试验，亦是在上游某个地下水点（水井、坑道、岩溶竖井及地下暗河表流段等）投入某种指示剂，在下游诸多的地下水点（除前述各类水点外，尚包括泉水、岩溶暗河出口等）监测示踪剂是否出现，以及出现的时间和浓度。试验的目的主要是查明岩溶地下水的运动途径、速度，地下河系的连通、延展与分布情况，地表水与地下水转化关系，以及矿坑涌水的水源与通道等问题。以上问题的查明，对地下水资源计

[1] t_R＝地下水孔隙速度（即实际平均流速）×监测时间/纵向弥散度。

算，水质保护，确定矿床疏干、水库漏失途径，均有很大意义。

连通试验主要是查明水文地质条件。因此，对试验井点布置及试验方法勿须有弥散示踪试验那样严格要求，一般多利用现有的人工或天然地下水点和岩溶通道，只要监测水点在投源水点下游的主径流带中即可。监测水点应尽可能地多，与投源井距离亦勿须有严格要求。现将常用的试验方法简介于下。

（1）水位传递法。本方法主要用于查明岩溶管流区的孤立岩溶水点间的联系。一般是利用天然的岩溶通道，进行堵、闸、放水或注水之后，观察上、下游岩溶水点（包括钻孔）的水位、流量及水质的变化，从而判断其连通性。

（2）指示剂投放法。一般多在岩溶管道发育区和裂隙岩溶区进行此种试验。试验方法与前面所讲的示踪试验基本相同，对指示剂物理、化学性质的要求，一般只要无毒无害即可。所用指示剂除前述弥散试验中常用的离子化物质、有机染料、人工放射性同位素、碳氟化合物和酵母菌之外，尚可选用谷糠、锯屑、石松孢子、漂浮纸片等作为指示剂（物），对于流量较大的地下暗河，还可用浮漂、定时炸弹和电磁波发射器来查明暗河途经位置。近年，一种微小彩色塑料粒子的示踪物受到欢迎。此法除能查明水点间连通性外，还可大致估算地下水流速。

（3）对于无水通道，可用烟熏、施放烟幕弹和灌水等方法，探明连通通道及其连通程度。

第六章 地下水动态与均衡的研究[1]

§1 地下水动态和均衡的概念

地下水资源和其它矿产资源的最主要区别是，其量和质总是随着时间而不停地变化着。所谓地下水动态即是指表征地下水数量与质量的各种要素（如水位、泉流量、开采量、溶质成分与含量、温度及其它物理特征等）随时间而变化的规律。其变化规律可以是周期性的变化，也可以是趋势性的变化。变化的周期可以是昼夜的（如月球引力导致的固体潮），也可以是季节性的或者是多年的。其变化的速率，在天然状态下一般具较明显的周期性，或具极为缓慢的趋势性。在人为因素（开采或排除）的影响下，其变化率可大大加强。这种迅速的变化，可能对地下水本身和环境带来严重的后果。

地下水的质与量之所以变化，主要是由于水量和溶质成分在补充和消耗上的不平衡所造成的。所谓地下水均衡，就是指这种在一定范围、一定时间内，地下水水量、溶质含量及热量等的补充（流入）与消耗（流出）量之间的数量关系。当补充与消耗量相等时，地下水（量与质）处于均衡状态；当补充量小于消耗量时，地下水处于负均衡状态；当补充量大于消耗量时，地下水处于正均衡状态。地下水在天然条件下，一般多处于均衡状态；在人为活动影响下，则可能出现负均衡或正均衡状态。

从上述概念可知，地下水动态与均衡之间存在着互为因果的紧密联系。地下水均衡是导致动态变化的实质，即导致动态变化的原因；而地下水动态则是地下水均衡的外部表现，即动态变化的方向与幅度是由均衡的性质和数量所决定的。

§2 研究地下水动态与均衡的意义

研究地下水动态与均衡，对于认识区域水文地质条件、水量和水质评价，以及水资源的合理开发与管理，都具有非常重要的意义。任何目的、任何勘查阶段的水文地质调查，都必须重视地下水动态与均衡的研究工作。由于对地下水动态规律的认识，往往要经过相当长时间的资料积累才能得出结论，因此在水文地质调查时，应尽早开展地下水动态与均衡研究。

其研究意义具体表现在：

(1) 在天然条件下，地下水的动态是地下水埋藏条件和形成条件的综合反映。因此，可根据地下水的动态特征分析、认识地下水的埋藏条件、水量、水质形成条件和区分不同类型的含水层。

---

[1] 在水文地质学基础课所讲述的地下水动态与均衡的基础上，本章重点介绍有关的技术方法问题。

（2）地下水动态是均衡的外部表现，故可利用地下水动态资料去计算地下水的某些均衡要素。如根据次降水量、潜水位升幅和潜水含水层给水度计算大气降水的入渗系数；根据潜水位的升幅或降幅计算地下水的储存量及潜水的蒸发量等。

（3）由于地下水的数量与质量均随着时间而变化，因此一切水量、水质的计算与评价，都必须有时间的概念。如对同一含水层来说，在雨季、旱季、丰水年、枯水年，其水资源数量与水质都可能大不一样。因此，地下水动态资料是地下水资源评价和预测时必不可少的依据。

（4）用任何方法计算的地下水允许开采量，都必须能经受地下水均衡计算的检验；任何地下水开采方案，都必须受地下水均衡量的约束。为尽可能地减少开采地下水引起的负作用，开采量一般不能超过地下水的补给量，即不应破坏地下水的均衡状态。

（5）研究地下水的均衡状态，可预测地下水水量、水质及与地下水有关的环境地质作用的变化及总体发展趋势。

§3　地下水动态和均衡研究的基本任务

一、研究地下水动态的基本任务

（1）正确布设地下水动态监测网点，对动态监测的频率、监测次数及监测时间作出科学的规定。

地下水动态监测点的布置形式和位置，主要决定于水文地质调查的主要任务。动态监测成果要满足水文地质条件的论证，地下水水量、水质评价及水资源科学管理方案制定等方面的要求。对于不同的勘查阶段，对以上要求各有侧重。

为阐明区域水文地质条件服务的动态监测工作，其主要任务在于查明区域内地下水动态的成因类型和动态特征的变化规律。因此，监测点一般应布置成监测线形式。主要的监测线应穿过地下水不同动态成因类型的地段，沿着区域水文地质条件变化最大的方向布置。对不同成因类型的动态区，不同含水层，地下水的补给、径流和排泄区，均应有动态监测点控制。

为地下水水量、水质计算与资源管理服务的动态监测工作，其主要任务是：为建立计算模型、水文地质参数分区及选择参数提供资料。鉴于地下水数值模型在地下水水量、水质评价与管理工作中的广泛应用，要求将相应的动态监测点布置成网状形式，以求能控制区内地下水流场及水质变化。对流场中的地下分水岭、汇水槽谷、开采水位降落漏斗中心、计算区的边界、不同水文地质参数分区及有害的环境地质作用已发生和可能发生的地段，均应有动态监测点控制。

地下水动态的监测点，除井、孔外，还应充分利用区内已有的地下水天然及人工水点。对有关的地表水体、各种污染源，以及有害的环境地质现象，亦应进行监测。

科学规定地下水动态项目的监测频率、监测次数和时间，对于获得真实、完整的动态资料十分重要。对于不同的监测项目，监测的频率、次数和时间的具体要求虽有不同，但其总的原则是一致的，即要求按规定的监测频率、次数和时间所获得的地下水动态资料，应能最逼真地反映出年内地下水动态变化规律。

以上问题的具体要求，可参阅有关水文地质勘查和地下水动态观测规范。需强调的是，

为了能从动态变化规律中分析出不同动态要素（监测项目）间的相互联系，对各监测项目的监测时间，在一年中至少要有几次是统一的。

（2）根据所获得的地下水动态监测资料，分析地下水动态的年内及年际间的变化规律。动态变化规律，主要是指某种动态要素随时间的变化过程、变化形态及变幅大小等的水文地质意义，变化的周期性与趋势性，并通过不同监测项目动态特征的对比，确定它们之间的相关关系。

（3）根据所获得的各种动态资料，考虑各种影响因素（水文、气象、开采或人工补给地下水等）的作用，确定区内地下水的成因类型。为认识区域地下水的埋藏条件，水质、水量的形成条件及有害环境地质作用的产生和发展原因等，提供动态上的佐证。

二、地下水均衡研究的基本任务

（1）为进行均衡研究，首先要确定均衡区的范围及边界的位置与性质。当区域较大，各地段的地下水均衡要素组成又不相同时，应划分均衡亚区。为便于均衡计算，每个均衡区（或亚区）最好是一个相对独立的水文地质单元。均衡区的边界最好是性质比较明确、位置比较清楚的某一自然边界（或地质界线）。

（2）确定均衡区内地下水均衡要素的组成及地下水水量或水质均衡方程的基本形式。在建立方程时，应考虑到，同一均衡区在不同的时段，其均衡要素的组成可能是不同的。因此，在均衡计算之前，还应划分出均衡计算的时段，即确定出均衡期。

（3）通过直接（野外实测或室内测定）或间接（参数计算）方法，确定出地下水各项均衡要素值，为地下水水量、水质的计算与预测提供基础数据。

（4）通过区域水均衡计算，确定出区内地下水的均衡状态，预测某些水文地质条件的变化方向，为制定合理的地下水开发方案及科学管理措施提供基本依据。

§4　地下水动态与均衡的监测项目

一、地下水动态监测项目

对大多数水文地质勘查任务来讲，地下水动态监测的基本项目都应包括地下水水位、水温、水化学成分和井、泉流量等。对与地下水有水力联系的地表水水位与流量，以及矿山井巷和其它地下工程的出水点、排水量及水位标高也应进行监测。

水质的监测，一般是以水质简分析项目作为基本监测项目，再加上某些选择性监测项目。选择性监测项目是指那些在本地区地下水中已经出现或可能出现的特殊成分及污染质，或被选定为水质模型模拟因子的化学指标。为掌握区内水文地球化学条件的基本趋势，可在每年或隔年对监测点的水质进行一次全分析。

地下水动态资料，常常随着观测资料系列的延长而具有更大的使用价值，故监测点位置确定后，一般都不要轻易变动。

二、地下水的均衡项目

地下水的均衡包括水量均衡、水质均衡和热量均衡等不同性质的均衡。不同性质均衡方程的均衡项目（均衡要素），也就必然有所区别。在多数情况下，人们首先关注的还是水量问题，而水量均衡又是其它两种均衡的基础。因此，下面着重讨论水量均衡的组成项目。

根据质量守恒定律，在任何地区，在任一时间段内，地下水系统中地下水（或溶质或

热）的流入量（或补充量）与流出量（或消耗量）之差，恒等于该系统中水（溶质或热）储存量的变化量。据此，我们可直接写出均衡区在某均衡期内的各类水量均衡方程。

总水量均衡方程的一般形式为：

$$\mu\Delta h + V + P = (X + Y_1 + Z_1 + W_1 + R_1) - (Y_2 + Z_2 + W_2 + R_2)$$

式中：$\mu\Delta h$——潜水储存量的变化量，其中，μ 为潜水位变动带内岩石的给水度或饱和差，Δh 为均衡期内潜水位的变化值；

V，P——分别为地表水体和包气带水储存量的变化量；

X——降水量；

Y_1，Y_2——地表水的流入和流出量；

Z_1，Z_2——凝结水量和蒸发量（包括地表水面、陆面和潜水的蒸发量）；

W_1，W_2——地下径流的流入和流出量；

R_1，R_2——人工引入和排出的水量。

潜水水量均衡方程的一般形式为：

$$\mu\Delta h = (X_f + Y_f + W_1 + Z'_1 + R'_1) - (W_2 + W_s + Z'_2 + R'_2)$$

式中：X_f——降水入渗量；

Z'_1，Z'_2——潜水的凝结补给量及蒸发量；

W_s——泉的流量；

Y_f——地表水对潜水的补给量；

R'_1，R'_2——人工注入量和排出量；其余符号同前式。

承压水的水量均衡方程，比潜水为简，常见形式为：

$$\mu^* \Delta h = (W_1 + E_1) - (W_2 + R_{2_k})$$

式中：μ^*——承压含水层的弹性补给水系数（贮水系数）；

E_1——越流补给量；

R_{2_k}——承压水的开采量；其余符号同前式。

对于不同条件的均衡区及同一均衡区的不同时间段，均衡方程的组成项可能增加或减少。如：对地下径流迟缓的平原区，W_1、W_2 可忽略不计；当地下水位埋深很大时，Z'_1 和 Z_1 常常忽略不计。又如，在封闭的北方岩溶泉域（均衡区），其雨季的水量均衡方程的一般形式是：$\mu\Delta h = (X_f + Y_f) - (W_s + R_2)$；而在旱季，地表水消失，一切取水活动停止，此时常将水量均衡方程简化为：$-\mu\Delta h = W_s$，即岩溶水的减少量等于岩溶泉水的流出量。

分析上述各水量均衡方程，可清楚地看到，一切水量均衡方程均由三部分组成，即均衡期内水量的变化量、地下水系统的补给量和消耗量。在补给量中，最重要的是降水入渗量（X_f）、地表水入渗量（Y_f）、地下径流的流入量（W_1）；在某些情况下，越流补给量（E_1）和人工注入量（R'_1）也有较大意义；在消耗量中，最重要的是潜水的蒸发量（Z'_1）、地下径流的流出量（W_2）、地下水的人工排泄量（R'_2 和 R_{2_k}）；有时，泉水的溢出量（W_s）和越流流出量（E_2）也很有意义。以上便是基本的水量均衡项目。

§5 地下水动态的成因类型及主要特征

地下水动态成因类型，主要是根据地下水的水位动态过程曲线的特点予以鉴别，一般

是据对地下水动态影响最大的自然及人为因素对地下水动态成因类型予以命名。综合国内、外一些地下水动态成因类型分类方案，本书将地下水动态成因类型归纳为8种基本类型（见表6—1），而由基本类型又可组成多种混合成因类型。

表6—1 地下水动态成因基本类型及其主要特征

地下水动态成因类型	主要特征	典型图例
1. 气候型(降水入渗型)	分布广泛，含水层埋藏深，包气带岩石渗透性较好。 地下水位及其他动态要素，均随着降水量的变化而变化。水位峰值与降水峰值一致或稍有滞后。年内水位变幅值较大	
2. 蒸发型	主要分布于干旱、半干旱的平原区，地下水位埋深较浅（<3—4m），地下径流滞缓。 地下水位随蒸发量的加大及气温升高而有明显下降，并随着干旱季节延长而缓慢下降。地下水位的变化比较平缓，年变幅不大(一般小于2—3m)	
3. 人工开采型(开采型)	主要分布在强烈开采地下水的地区。 地下水动态要素明显随着地下水开采量的变化而变化，在降水的高峰季节，地下水位上升不明显或有所下降。当开采量大于地下水的年补给量时，地下水位出现逐年下降	
4. 径流型	主要分布于地下水径流条件较好，补给面积辽阔，地下水埋藏较深或含水层上部有隔水层覆盖的地区。 地下水位变化平缓，年变幅很小，水位峰值多滞后于降水峰值	
5. 水文型(沿岸型) 可分为两个亚类：①常年补给型；②季节补给型	主要分布在河、渠、水库等地表水体的沿岸或河谷中，地表水与地下水有直接的水力联系。地表水位高于地下水位。 地下水位随地表水位升高、流量增大、过流时间延长而上升，水位峰值和起伏程度随远离地表水体而逐渐减弱	

续表

地下水动态成因类型	主要特征	典型图例
6. 灌溉型(灌水入渗型)	分布于引入外来水源的灌区，包气带土层有一定的渗透性，地下水埋藏深度不十分大。 地下水位明显地随着灌溉期的到来而上升，年内高水位期常延续较长	
7. 冻结型	分布于有多年冻土层的高纬度地区或高寒山区。 冻结层下水①：年内水位变化平缓，变幅不大，峰值稍滞后于降水峰值，或水位峰值不明显。冻结层上水②：水位起伏明显，呈现与融冻期和雨期对应的两个峰值	
8. 越流型	分布在垂直方向上含水层与弱透水层相间的地区。一般在开采条件下越流性质才能表现明显。 当开采含水层水位降低于相邻含水层时，相邻含水层(非开采层)的地下水将越流补给开采含水层，水位动态亦随开采层变化，但变幅较小，变化平缓	

§6 地下水均衡要素的测定方法

一、潜水储存量变化量（$\mu\Delta h$）的测定方法

潜水储存量变化量由潜水位变化值 Δh 和水位变动带岩层的给水度或饱和不足量 μ 组成。Δh 只能通过水位观测孔实测获得。因此，确定潜水储存量变化量的关键在于 μ 值的测定。

当潜水水位上升或下降时，μ 值具有不同的物理意义。下降时，μ 表征水位变动带地层的给水度；上升时则表征饱和不足量。但当潜水面未上升到近地表的湿度变动带时，μ 值仍可视为给水度。确定给水度的常用方法有：

（1）室内参数测定法。按要求深度定期采取水位变动带内的岩土样，在室内测定饱和容水度、持水度、天然湿度，即可得出不同时段的 μ 值。此法取样繁琐，且难保证土样的天然结构不被破坏，而粘性土又难测出其持水度，故已很少使用。

（2）根据抽水前后包气带土层天然湿度的变化来确定 μ 值

据包气带中非饱和水流的运移和分带规律知，抽水前包气带内土层的天然湿度分布应如图 6—1 中的 oacd 线所示。抽水后，潜水面由 A 下降到 B（下降水头高度为 Δh），故毛细

水带将下移，由aa′段下移至bb′段，此时的土层天然湿度分布线则变为图中的oabd。对比抽水前后的两条湿度分布线可知，由于抽水水位下降，水位变动带将会给出一定量的水。按水均衡原理，抽水前后包气带内湿度之差，应等于潜水位下降Δh时包气带（主要是毛细水带）所给出之水量（$\mu\Delta h$），即：

$$\sum_{i=1}^{n}\Delta Z_i(W_{2_i}-W_{1_i})=\mu\Delta h$$

故给水度 $\mu=\dfrac{\sum_{i=1}^{n}\Delta Z_i(W_{2_i}-W_{1_i})}{\Delta h}$

式中：ΔZ_i——包气带天然湿度测定分段长度；

Δh——抽水产生的潜水面下移深度；

W_{1_i}，W_{2_i}——抽水前后ΔZ_i段内的土层天然湿度；

n——取样数。

土层的天然湿度，可采取原状土样在实验室测定，或利用中子水分计在钻孔中直接测定土层的含水率。

（3）根据潜水水位动态观测资料用有限差分法确定μ值

如果潜水为单向流动，隔水层水平，含水层均质，可沿流向布置3个地下水水位动态

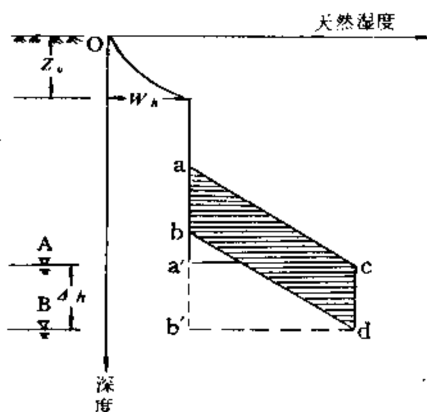


图6—1　抽水前后包气带湿度分布示意图

W_h—持水度；Z_0—湿度变动带；oacd—抽水前天然湿度线；oabd—抽水后天然湿度线；ac、bd—毛细水带湿度分布示意线

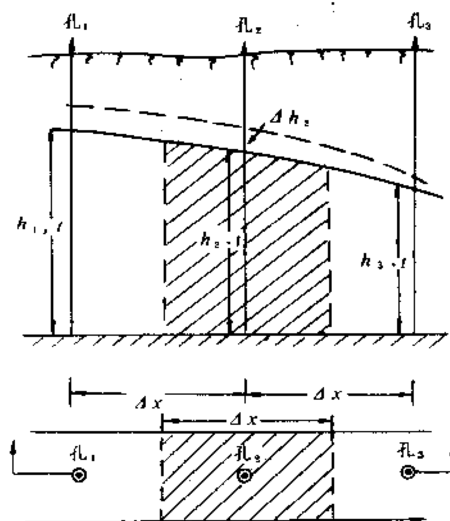


图6—2　单向流动μ值计算示意图

观测孔（图6—2），然后根据水位动态观测资料，按下式计算μ值：

$$\mu=\frac{K\cdot\Delta t}{2\Delta x^2\Delta h_2}(h_{1,t}^2+h_{3,t}^2-2h_{2,t}^2)+\frac{w\Delta t}{\Delta h_2}$$

式中：$h_{1,t}$，$h_{2,t}$，$h_{3,t}$——1、2、3号观测孔t时刻水位及含水层厚度；

Δh_2——Δt时段内2号孔水位变幅；

w——垂向流入和流出量之和称综合补给强度；

K——渗透系数；

Δx——观测孔间距。

如地下水流入和流出量以裘布衣公式表示，整理上图阴影部分水均衡式，也可得上式。如潜水为二维流，观测孔作方形网格布置（图6—3）时，仍可按上述方法得出下列计算式：

$$\mu = \frac{K \cdot \Delta t}{2\Delta x^2 \Delta h_5}(h_{1,t}^2 + h_{2,t}^2 + h_{3,t}^2 + h_{4,t}^2 - 4h_{5,t}^2) + \frac{w\Delta t}{\Delta h_5}$$

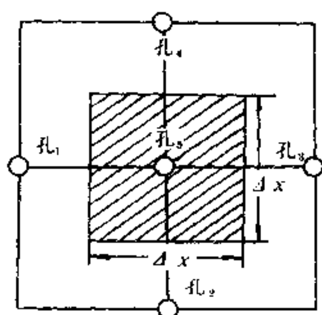


图6—3　二维水流μ值计算示意图

式中各符号意义同前式。在上式的参数中，w值常未知，但可选择w近乎常数的两个时段（2个Δt），写出两个计算式，解出w和μ值。有时，w仅由X_i或Z'_2组成。

此法优点在于，能确定较大范围内的μ值，可用于基岩和地下水深埋区，对不同边界适应性较强。由于w未知，常取$w \doteq 0$。但此时平原区的Δh较小，计算的相对误差大。

二、降水入渗补给量（X_f）及蒸发量（Z'_2）的确定

（1）地中渗透仪测定法。这是较老但又是唯一可直接测到降水入渗补给量和潜水蒸发量的方法。此方法仪器的结构装置如图6—4所示。整个装置由左方的地中渗透计、右方的给水观测装置构成。地中渗透计的圆筒内装有均衡地段的标准土柱，土柱下方为砂

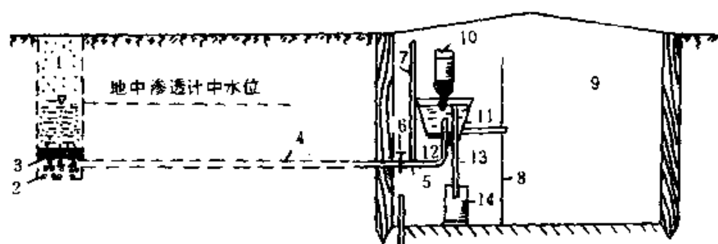


图6—4　地中渗透计示意图

1—装满砂的地中渗透计；2—砾石；3—滤网；4—导水管；5—三通；6—开关；7—测压管；8—支架；9—试坑；10—给水瓶；11—漏斗；12—弯头；13—水管；14—量筒

砾和滤网组成的外滤层（图6—4中的2、3）。给水观测部分由供水（盛水）用的有刻度的马利奥特瓶（图中10）和控制地中渗透计筒内水位高度的盛水漏斗（11）及量筒（14）组成。两部分以导水管连结，将两端构成统一的连通管。

其工作原理如下：首先调整盛水漏斗的高度，使漏斗中的水面与渗透计中的设计地下水面（相当潜水埋深）保持在同一高度上。当渗透计中的土柱接受降水入渗和凝结水补给时，其补给水量将会通过连通管（4）和水管（13）流入量筒（14）内，可直接读出补给水量；当土柱内的水面产生蒸发时，便可由漏斗供给水量，再从马利奥特瓶读出供水水量（此即潜水蒸发消耗量）。在测定凝结补给量时，应在该渗透计上方加棚，以隔离降水。

可用此法装置多个不同岩性和不同水位埋深的土柱，分别观测其降水补给和蒸发值。本方法缺陷是，很难如实模拟天然的入渗补给条件，故其结果的可靠性有时值得商榷，而且

此法只适用于松散岩层。

(2) 零通量面法[13]。这是以包气带水量均衡原理和非饱和流扩散式运动理论建立起来的计算降水入渗补给的方法。简介如下。

图 6—5 为用中子水分仪测得的 Δt 时段内的包气带含水率剖面。初始时刻 (t_1) 和末时刻 (t_2) 的含水率剖面，分别为 θ_1 (Z, t_1) 和 θ_2 (Z, t_2)，Z_0 为零通量面位置深度。零通量面是指由水分通量为零的点所构成的面，它是岩土水分蒸发影响深度的下限标志。该面以上水分向上运移，消耗于蒸发与蒸腾；该面以下的水分缓慢下降，最后补给潜水。故零通量面（记作 DZFP）可以作为测算陆面蒸发蒸腾量和地下水入渗补给量的分界面。

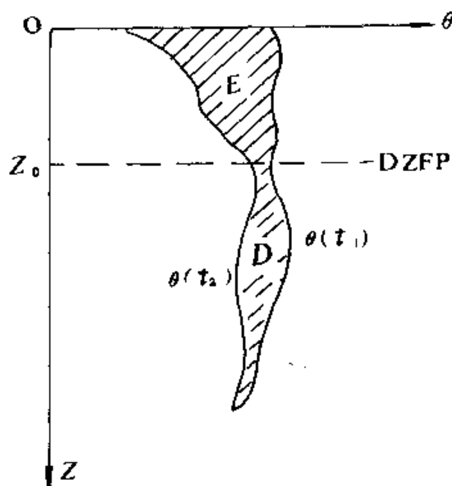


图 6—5 包气带土层含水率剖面

按照此理论和质量守恒定律，图 6—5 的阴影面积 E 代表 Δt 时段内零通量面以上的水分蒸发量；D 代表零通量面以下 Δt 时段内的地下水入渗补给量。

按质量守恒原理，如果在深度 Z_1 和 Z_2 的土层中不存在源或汇时，则水分储存变化率等于流入与流出水量之差，即：

$$dM/dt = q_2 - q_1 \tag{1}$$

式中：M——在深度 Z_1 和 Z_2 之间的单位截面积土柱水分的储存量；

q_1 和 q_2——在 Z_1 和 Z_2 深度上的水分通量；

t——时段长度。

对于 DZFP 面以下 Δt 时段内的入渗补给量 (D) 则应有：

$$D = -\int_{t_1}^{t_2} [dM(Z)/dt]dt$$

$$= M(Z, t_1) - M(Z, t_2) \tag{2}$$

(2) 式表明，入渗补给量 D 等于零通量面以下包气带剖面水分储存量的减少量。

将 M (Z_0, Z, t) 用 DZFP 以下某点的体积含水率 θ (Z, t) 表示，则 (2) 式改写为：

$$D = \int_{Z_0}^{Z} \theta_1(Z, t_1)dZ - \int_{Z_0}^{Z} \theta_2(Z, t_2)dZ$$

或

$$D = \sum_{\Delta Z_i = \Delta Z_1}^{\Delta Z_m} [\theta_1(Z, t_1) - \theta_2(Z, t_2)]\Delta Z_i \tag{3}$$

式中：i——1、2、…m；

m——DZFP 以下剖面含水率的测点数；

ΔZ_i——测点 i 所代表的土柱高度。

设观测时段数 j 为 1、2、…k，在 k 个时段内入渗补给量可用下式计算：

$$D = \sum_{j=1}^{k} \sum_{\Delta Z_i = \Delta Z_1}^{\Delta Z_m} [\theta(Z, t_j) - \theta(Z, t_{j+1})]\Delta Z_i \tag{4}$$

如果$M(Z_0, Z, t)$改用DZFP以上某点的体积含水率$\theta(Z, t)$表示，m为DZFP以上剖面含水率的测点数，则可用（4）式计算出陆面蒸发蒸腾量。

水利水电科学院水资源所和地质矿产部水文工程地质研究所，将零通量面法测算的降水入渗量与用地中渗透仪测定结果相比较，确认该方法准确可靠，误差不大于3%。由于该方法仅以钻孔中子水分仪测定的土壤含水率为依据，故与地中渗透仪法相比，成本较低，可在多处设点观测。其精度较经验公式计算值和动态观测法测得值的高得多。

当包气带中零通量面不存在（降水或灌溉持续时间长，且地下水埋藏浅时）时，可在降水全部渗入包气带之后，在岩土水分蒸发影响深度之下，用土层最大含水量段（$Z—Z_0$）的某一时段（$t_0—t$）的土层含水率（θ）的观测数据，代入（4）式计算降水入渗补给量。

（3）近似计算法。近似计算降水入渗补给量的方法很多，大多数的近似计算法是首先计算出某些时段和典型地段的降水入渗系数，再推广到计算出全年或全区的降水入渗补给量（或蒸发量）。

①根据次降水量引起的潜水水位动态变化计算大气降水入渗系数。对于地下径流滞缓、水位埋藏不深的平原区，降水入渗和蒸发消耗将是引起潜水面上升或下降的最主要影响因素。因此，可以根据次降水量（P_i）引起的潜水位上升幅度（Δh）和水位变动带的给水度（μ），近似计算出大气降水的入渗系数（α_i）。当忽略潜水的水平径流时：

$$\alpha_i = \frac{\Delta h \cdot \mu}{P_i}$$

根据不同降水强度的次降水量算得的降水入渗系数，取其平均值（或加权平均值），再乘以全年的降水量（或有效降水量，即有入渗补给意义的次降水量之和），即得到全年的大气降水入渗补给总量。

②根据全排型泉水流量计算大气降水入渗补给量。在某些丘陵山区（特别是干旱半干旱的岩溶区），当降水是地下水的唯一补给源，泉水是唯一的排泄方式时（地下水的蒸发量、储存量变化量可忽略不计），泉水的年流量总和近似等于降水的年入渗补给量。因此，取其泉水年总流量与该泉域内大气降水总量的比值，即为该泉域的大气降水入渗系数值（α）。如再将该泉域的α值用到地质-水文地质条件类似的更大区域，即可得到大区域的降水入渗补给量。

同理，对于某些封闭型的水文地质单元，当降水是地下水唯一补给源，而地下水的开采量（最大降深的稳定开采量）又已达到极限（其他地下水消耗量可忽略）时，其年开采总量除以该水文地质单元的年总降水量，亦可得出该水文地质单元的大气降水入渗系数。也可推广到条件类似的更大区域，进行降水入渗总量的计算。

（4）潜水蒸发量的经验公式计算法。目前，国内外计算潜水蒸发量时，使用最广泛的经验公式是阿维扬诺夫公式[1]，其形式为：

$$\mu \frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}t} = \varepsilon_0 (1 - \frac{h}{l})^n$$

或写成：

$$\varepsilon = \varepsilon_0 (1 - \frac{h}{l})^n$$

[1] 有的参考文献（如〔8〕）介绍相似的公式称柯夫达公式。

式中：μ——潜水位变动带的给水度；

h——潜水埋藏深度；

l——极限蒸发深度；

n——蒸发指数多取值在1—3；

ε_0——水面蒸发强度；

$\frac{dh}{dt}$——潜水面由蒸发造成的降速；

$\mu\frac{dh}{dt}=\varepsilon$，即为潜水蒸发强度。

分析上两式可以看出，潜水的蒸发强度随水面蒸发强度（ε_0）的增加而增加，但由公式右端括号项永远小于1知，潜水的蒸发强度永远小于或近于水面蒸发强度。

利用上式计算ε时，由于ε_0和h均可通过实际观测获得，因此公式的计算精度主要取决于l和n的选取。对这两个参数多采用经验数值，故结果常不能令人信服。

三、地下径流量（W_1、W_2）的确定

地下径流量的计算，只能在查明地下水流向和含水层厚度的基础上，根据求得的渗透系数或地下水实际流速，选用相应的地下水动力学公式计算其过水断面上的径流量。

当计算断面上含水层的渗透系数，（K）、厚度（h）和水力坡度（I）有变化时，可用分段（L）总和法算出断面的地下径流量（Q）。

$$Q=\sum_{i=1}^{n}K_i\cdot h_i\cdot I_i\cdot l_i$$

式中的$i=1$，2，…n，为各计算分段的编号。

当有过水断面上的地下水实际流速（u）时，可用下式计算其地下径流量（Q）：

$$Q=\sum_{i=1}^{n}l_i\cdot h_i\cdot u_i\cdot n_i$$

式中，n为断面平均孔隙度，其余符号意义同上。

以上计算原理虽较简单，但要投入的勘探及试验工程量却较多。因此，在地下水深埋区，特别是基岩山区，确定地下水径流量常常是困难的。为此，在确定均衡区的范围时，应尽可能以隔水边界作为均衡区的边界，以便尽可能地免去地下径流量的计算工作量。

四、地表水入渗补给量（Y_f）的确定

这里指的Y_f主要是指河流、渠道水对地下水的补给量，确定方法有：

（1）测流法：即在有渗漏的河、渠段的上、下游断面上实测河、渠流量，其流量减少的差值，即为河、渠水对地下水的入渗补给量。所选择的测流段最好没有支流或支渠流入或流出；如有人工开采量时，亦应予以扣除；当水面宽度很大时，尚应扣除水面蒸发量。

（2）地中渗透计（箱）直接测定法：即在渠道中线的一侧渠底下埋设图6－6所示的渗透箱，汇集垂直下渗的渠水，通过渠旁试坑中水箱直接测出渠道的单宽一侧入渗

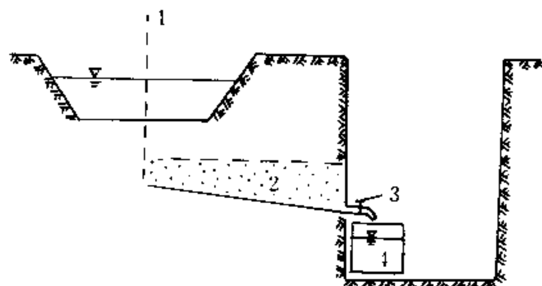


图6－6 渠道水渗透计装置示意图

1—渠道中线；2—渗透箱；3—开关；4—测量水箱

水量。此法只适合于宽度不大的小型渠道。由于渗透箱入渗水的渗透途径短，测得的入渗量偏大。

（3）水动力学计算法：在已知河（渠）水位及含水层厚度、渗透层渗透系数时，可用地下水动力学公式计算出河（渠）水对地下水的补给量。

第七章　水文地质调查成果

任何一项水文地质调查，在野外工作结束后，都必须全面、系统地编写出调查成果报告；报告经有关部门审批后，才能结束该项调查。

在编写成果报告之前，应首先对调查时获得的全部室外及室内资料，进行校核、分析和整理，特别是对各种实际材料，在数量、分布和精度上是否已满足相应调查阶段的规范及实际要求，应作出判断；如发现不足，应及时进行现场的补充工作，以保证编写成果报告的质量。

水文地质调查成果，据调查工作的类型，分为区域性水文地质调查成果与专门性水文地质调查成果两个大类型。前者包括为综合目的的水文地质普查报告和具专门目的（如供水、疏干等）的前期区域水文地质调查报告；后者包括某个勘探阶段的报告、某单项调查（如水文地质测绘、大型抽水试验、地下水动态均衡研究等）的报告。

水文地质调查成果，一般分为图件与文字两部分。本章主要介绍综合性水文地质调查成果的编制要求。专门性水文地质调查成果的要求，按需要归入供水或矿床水文地质调查中加以介绍。

§1　水文地质图件

应在深入分析研究各种野外及室内所获得的各种原始图件、表格及有关实际材料的基础上，编制最终成果图件。应该知道，所编图幅的精度，主要取决于这些原始资料的数量及其可靠程度。由于地下水是一种多变性质的编图对象，其内容较其他类型地质图件复杂，故通常需用一系列图幅——水文地质图系阐明调查区地下水各方面的特征。调查阶段愈深入、编图的比例尺愈大，图件应反映的内容愈多，组成图系的图幅数量亦愈多。

一、水文地质图系的图幅种类

水文地质图系包括五类图件：基础性图件，综合性或专门性图件，单项地下水特征性图件，利用改造规划性图件，预测与管理性图件。

（1）基础性图件：即反映调查区地下水形成基础的各类地质图、构造图、第四纪地质图及地貌图等。

（2）综合或专门性图件：是直接反映调查区地下水埋藏分布和形成条件的图件，如综合水文地质图，供水水文地质图，矿床水文地质图，环境水文地质图及岩溶水文地质图等。

（3）单项水文地质特征性图件：仅反映地下水某项（有时几项）特征的图件，如地下水等水位（压）线图，地下水化学成分或某些离子等值线图，地下水量或富水性分区图等。

（4）利用改造规划性图件：为结合生产实际需要而编制的图件，如地下水开发利用条件分区图，土壤改良水文地质图，矿床疏干、堵水截流规划图等。

（5）预测与管理性图件：是满足生产需要所编制的反映地下水水质、水量及环境地质

的预测和管理的图件，如各种地下水水质预测与管理图，开采动态预测图，地下水水量预测与管理图，矿区突水预测图，环境地质变化预测及防治图等。

需说明几点：

（1）在每项调查的成果图中，实际材料图是必需编制的。它主要反映出调查时各工种的工作量是否达到了相应的精度要求，布署上是否合理。

（2）水文地质图系以平面图幅为主，也常要求编制某些具代表性的剖面图。

（3）为不同目的和在不同调查阶段所编制的图件种类和数量都不是固定的，应视具体地区的水文地质条件和目的要求来决定。一般在小比例尺水文地质调查成果中，以基础和综合性图件为主，单项特征图件次之，规划性图件多编制成镶图；在大比例尺水文地质图系中，基础性与综合性图件仍是必需的，但重点是编制专门性、单项特征性、利用规划性及预测、管理性图件。在专项研究或生产阶段，如建立水质或水量模型研究、环境地质调查等，应重点编制单项特征性、规划性、预测及管理性图件。

（4）在同一套图系中，各图幅所表示的同一内容和基本的水文地质条件应一致。

（5）在同一套图系中，主要图幅的比例尺皆应与该次调查阶段的比例尺相一致；非主要图幅，可编制成较小比例尺的附图或镶图。

上述各种图幅的编图原则和方法，可按参考文献〔2〕、〔3〕、〔5〕及有关规定编制。

下面仅就区域水文地质普查报告中的综合水文地质图的主要编图原则加以概括介绍。

二、综合水文地质图

综合水文地质图，实际上是把在区域水文地质调查中所获得的各种水文地质现象和资料，用各种代表符号和方式，反映到按一定比例尺缩小的图纸上所编制的一种具综合内容的地质-水文地质图件。编得好的图件，可在图上明确地反映出调查区内地下水的形成条件、赋存规律及地下水的各种特征，从中得到区域水文地质规律，为国家现代化建设提供资料。

按地质矿产部1982年出版的《区域水文地质普查规范补充规定》中的综合水文地质图编图方法的基本原则，图中首先要划分出五种基本类型地下水，即松散岩类孔隙水、碎屑岩类裂隙孔隙水、碳酸盐岩类裂隙溶洞水（岩溶水）、基岩裂隙水和冻结层水。每种基本类型，可根据不同情况划分为若干亚类。类和亚类应突出表现出富水等级、埋藏条件和水质。

（1）松散岩类孔隙水：一般分为潜水和承压水两个亚类，每亚类又可按单井涌水量划分为若干个富水等级，并圈定其界线。同一含水岩组，也要区别其富水程度。按单井涌水量❶，一般分为：①水量极丰富的：单井涌水量大于5000m³/d；②水量丰富的：单井涌水量为1000—5000m³/d；③水量中等的：单井涌水量为100—1000m³/d；④水量贫乏的：单井涌水量为10—100m³/d；⑤水量极贫乏的：单井涌水量小于10m³/d。

多层结构含水组，可分为潜水与承压水或浅层水与深层水两组，用双层结构方法表示。

在绘制等水位（压）线时，还应表示出潜水位或承压水顶板的埋深。

（2）碎屑岩类裂隙孔隙水：系指分布在中、新生代陆相沉积盆地内，比较稳定的裂隙孔隙水。不同含水层（组）或在同一含水层（组）的不同地段，应按单井涌水量划分出富水等级：大于1000m³/d，100—1000m³/d，小于100m³/d三级。层状承压水的分布面积应予表示，顶板埋深按＜50m、50—100m、＞100m表示。如有咸水，还应反映出咸淡水分界

❶ 一般按一定口径与降深值换算后的单井涌水量来划分。

面的埋深。

(3) 岩溶水或裂隙溶洞水：图上应分别表示出由分布较均匀、相互连通的网（脉）状溶蚀裂隙或蜂窝状溶孔构成的统一含水层（体）和由溶蚀管道发育而成的暗河水系；还应表示出岩溶均匀发育带和汇流富集带。应按泉及暗河流量与地下径流模数等综合因素，划分出富水等级。对大泉（域）和暗河（水系），可按流量分为100—1000L/s、10—100L/s、<10L/s 三个富水等级。按地下径流模数，亦可分为三级：<3L/（s・km^2）、3—6L/（s・km^2）、>6L/（s・km^2）。岩溶水埋深，一般可分为二级或三级，如<50m、50—100m、>100m 三级。对覆盖型或埋藏型岩溶水，用双层结构的方法表示。各种形态的岩溶，也应表示在图中。

对岩性岩相变化复杂的裂隙岩溶水，应划分为四个亚类：①碳酸盐岩裂隙溶洞水，碳酸盐岩占90%以上；②碳酸盐岩夹碎屑岩裂隙溶洞水，碳酸盐岩占70%—90%；③碎屑岩、碳酸盐岩裂隙溶洞水，碳酸盐岩占30%—70%；④碎屑岩夹碳酸盐岩裂隙溶洞水，碳酸盐岩占10%—30%。然后，据其中岩溶水的富水性，划分其富水等级。

(4) 基岩裂隙水：一般可分为构造裂隙水（指层状、似层状裂隙水）、脉状裂隙水、风化网状裂隙水和孔洞裂隙水等亚类。其富水等级，按多数常见泉水流量分为：<0.1L/s；0.1—1L/s；>1L/s 三级。按地下径流模数分为：<1L/（s・km^2）、1—3L/（s・km^2）、>3L/（s・km^2）三级。对接触带、岩脉等富水带和背、向斜等蓄水构造，亦应标出其富水部位。

(5) 冻结层水：可分为松散岩类冻结层水和基岩类冻结层水两个亚类。采用双层结构方法，分别表示两层水的富水等级。必要时，应反映出冻结层厚度和冻结层下水的顶板埋深。圈出岛状冻结区范围。冰丘等物理地质现象、现代冰川及其沉积物和冰雪覆盖范围等，亦应表示在图上。

综合水文地质图，除上述各项内容外，图中还应表示出：①地下水水质，可反映两种情况：一为按矿化度分为淡水（<1g/L）、微咸水（1—3g/L）、半咸水（3—10g/L）、咸水（>10g/L）分布区。在盐卤水分布区，增加>50g/L 一级。二为污染的和天然的有害离子或化合物的分布情况。②对热泉和人工揭露的热水，可据温度按规定分为：低温热水（20—40℃），中温热水（40—60℃），中高温热水（60—80℃），高温热水（80—100℃），超高温热水（>100℃）。在一般地区，可简化为：温泉（20—40℃），热泉（>40℃）。③控制水点（井、泉、孔）及地表水系。④地下水流向，地表水与地下水补排关系，水源地的开采量，海水入侵界线，下降漏斗范围等等。⑤地层界线与地层符号同于地质图，但地层系统可简化。各种构造及其水文地质性质，亦要标示出来。⑥第四系的成因类型、岩性结构及分布。⑦重点地貌现象，如阶地、溶洞、暗河等。⑧应附区内主要方向的水文地质剖面图；某些内容可编制成镶图。

§2 文字报告

文字报告是调查成果的重要组成部分，与图件相辅相成，主要用于对水文地质图系的说明和补充，并阐述调查区的水文地质规律；进行区内地下水资源评价，对地下水资源的开发利用、疏干、保护与管理作出科学论证。

编写文字报告是一项综合性、研究性很强的工作。要求把现场观察到的感性认识和室、内外获得的实际资料，认真地分析，找出其客观规律，系统地综合起来，提高到理性认识，使报告具有科学性。编写调查报告，要精选材料，抓住核心问题；要论据充分，条理分明，语言精练地，真实、准确地进行阐述。还要善于利用插图、表格、曲线、素描和照片等进行说明。

下面，仍以区域性水文地质普查成果为例，概括介绍其文字报告的主要内容[1]。

1. 序言

包括调查工作的目的任务，地质及水文地质研究程度，调查阶段，投入的工种和工作量，工作概况，存在问题及解决情况。应附交通位置图及研究程度图等。

2. 区域自然地理及经济概况

(1) 地形：介绍区内地形的总趋势、各种特征地形的标高和相对高度值。要用地形控制地下水分布的观点来介绍地形。

(2) 水文：介绍区内地表水流域的划分，各流域内各种地表水体的分布特征，月平均与年平均径流量，水位及其变化值，水质、流速，含砂量，冲刷、搬运及堆积等。还应分析地表水与地下水间的补、排关系。

(3) 气候：区内各流域的降水量、蒸发量（度）、气温、湿度等多年的月平均与年平均值及各种特征值，以及最大值和最小值及时间。附气象要素图表、地表水动态曲线图、山川形势图等。必要时，还应介绍土壤、植被及自然灾害等情况。

(4) 经济概况：概略地介绍区内工业、农业及城镇发展状况与未来规划。

3. 区域地质条件及地貌

(1) 地层：介绍各时代沉积岩地层的分布、产状、岩性、结构等特征；分析它们的变化规律，各层间的接触关系和所含的化石。介绍各时期各种侵入及喷出岩体的分布、岩性、结构特征及与围岩间的关系，变质岩的分布、时代、岩性结构及变质程度等。

凡第四系发育区，应单列“第四纪地质”部分，着重介绍其成因类型、岩性结构、分布、厚度、时代及沉积特征等内容。

叙述岩层时，要注意分析它们的原始空隙及成岩裂隙情况、胶结和风化程度，为确定含水岩层提供依据；应附典型剖面、柱状图、照片、素描等。

(2) 构造：应分别介绍褶皱、断裂、节理型裂隙等。

褶皱构造：是地区的主导构造，它既决定了含水层的空间状态，还控制了地下水的形成、运移、富集和水质、水量的变化规律。应对褶皱的类型、形态、分布、组成地层、形成时间及其分级等进行介绍。还应探讨不同构造体系褶皱带的特点和它们的复合关系。

断裂构造：是控制区内地下水的重要构造。对大型断裂带，应介绍其分布、产状、两盘地层、类型、断距、形成时代、活动次数和规模、断带间充填胶结、破碎等情况。对中、小型断裂带，应作重点介绍。除介绍大型断裂带中所要求的项目外，要求对断裂的力学性质、破碎岩的结构、断面上的现象等进行系统地讨论。还要注意分析新、老断裂彼此间的关系，断裂与褶皱间的关系。节理型裂隙，指的是各种构造节理，它对某些含水层的形成有重要意义。要求阐明各种节理裂隙的形成条件、形态特征、发育程度、分布规律、充填

---

[1] 重点参阅了参考文献〔3〕中“区域水文地质普查报告编写要求”中的某些内容。

胶结及后期破坏、力学性质及形成时代等问题；应分析各种构造体系的节理特点、彼此交接关系，尤其应注意对新期未胶结节理的介绍。

如区内新构造运动活动强烈，则应单列“新构造运动”部分，予以详细介绍。

应附典型的断裂或褶皱剖面、裂隙统计图、构造体系纲要图、素描及照片等。

（3）岩溶发育规律：在讨论地质条件的基础上，探讨区内岩溶形成规律。如区内可溶岩分布广泛，编写勘探报告时，这部分亦可独立编写。要阐述区内可溶岩的层组、时代及其分布特征，岩溶发育层位，岩溶形态及地貌特征，岩溶发育因素和发育规律，发育阶段和发育强度等问题；应附各种岩溶图表。

（4）地貌：概述区内地貌的形态、成因、年代及其分区特征。注意分析地貌与岩性、构造、新构造运动、气候及地下水等因素之间的相互关系；应有附图及素描、照片等。

4．区域水文地质条件

这是报告的核心部分，它关系到能否正确、全面地反映出野外调查工作的水平，也是反映报告质量的关键，更关系到是否解决所提出的生产问题。主要内容有：

（1）阐明区内含水层（组）和隔水层（组）的特征：包括它们的层位、分布、厚度、水位特征、富水性及富水部位、地下水类型等地下水的赋存规律。对隔水层（组）的隔水性能应加以论证。对各含水层中水的动态变化，各含水层之间或与地表水之间联系的部位、方式与联系程度，亦应予以阐述。

（2）探讨区内各种地质构造的水文地质特征：主要指：

①讨论区内褶皱带中地下水的赋存状态、径流条件和富水部位；主要含水层（承压水盆地）中地下水的补、径、排区的分布特征。

②总结每条断裂带的水文地质特征及富水规律：介绍主要断裂带的透（隔）水性能、补给与排泄部位和富水部位，与地表水和周围层状地下水间的联系情况；介绍断裂带中及其两侧地下水水位的变化情况。

③介绍各类岩层（体）中节理型裂隙的透水性能，讨论节理型裂隙层状含水层的分布规律、富水部位，节理性质与富水关系，节理型裂隙水与断裂带水之间的联系问题。

④讨论富水地段的构造类型、分布规律及其水文地质特征。可按地下水系统（单元或流域），依据总的地下水形成运动规律和构造特征，提出划分原则和划分构造类型。讨论各类型中地下水形成条件和各项水文地质特征。

（3）概述区内各主要含水层（体）中地下水的补给、径流、排泄条件。

（4）简述主要含水层（体）中地下水的温度、物理性质和化学成分，并进行水质评价。普查报告中，主要应说明各含水层中地下水化学成分特点、成因和水文地球化学规律，对水质作概略评价；对某些地方病的成因和污染状况加以讨论。勘探报告中，应对水质作详细的评价，并进行预测。

（5）对各含水层（体）中的地下水进行水量评价。普查报告，以评价区域地下水的补给量为主；勘探报告，以评价水源地的开采量为主。对矿区，则应对矿坑涌水量和疏干水位进行预测。

5．区内地下水的开发利用

在普查报告中，这部分只能作方向性、规划性的讨论。随勘探阶段的深入和资料的丰富，在勘探报告中，这部分的重要性明显地加强了。在某些专门性和生产阶段的报告中，它

则成为主要的编写内容。对普查报告，要求论述以下内容：

（1）对区内现有的供水水源地及疏干区等处的地下水动态变化的历史及现状进行研究，重点对开采量或排水量及其水位的动态规律进行探讨。

（2）对区内因开采或疏干地下水发生的各种水文地质及环境地质问题进行探讨。

（3）对未来各项建设中开采或疏干地下水提出规划建议，对保护与管理区内地下水资源，作可能的讨论。

（4）亦可结合水文地质分区，在说明分区原则和各区水文地质条件后，进行水资源规划的讨论。例如：规划水源地的范围与水量，农灌水量的规划，讨论矿井涌水的水源、涌水量、疏干范围和主要措施，对已发生或预测的环境地质状况提出防治建议，对地下水人工补给地段和补给方式等也应予以讨论。

6. 工程地质条件

按地矿部要求，编写“区域工程地质条件”。主要阐明区内一般区域工程地质条件、结合工、农业建设中存在的工程地质问题、对水利工程地质和环境工程地质作重点讨论。

7. 结论

对调查区主要的水文地质条件及水文地质问题，提出结论性意见；指出调查后尚存的水文地质问题；对今后的调查工作提出建议。

普查报告还应附地层柱状图及实测剖面图、抽水（渗水、放水）试验成果图表、地下水动态均衡研究成果图表、水质分析图表、水土岩样分析、实验成果表、物探成果图表及卫片及航片成果图表等。

参 考 文 献

〔1〕杨成田主编：《专门水文地质学》，地质出版社，1981.7。

〔2〕国家计划委员会地质局：《区域水文地质普查规范》（试行），只限国内发行，地质出版社，1975.7。

〔3〕地质矿产部：《区域水文地质普查规范补充规定》（试用）（内部发行），地质出版社，1982.9。

〔4〕冶金工业部、国家基本建设委员会主编：《供水水文地质勘察规范》，TJ27-78（试行），中国建筑工业出版社，1979年。

〔5〕国家地质总局：《综合水文地质图编图方法与图例》（试行），地质出版社，1979.6。

〔6〕河北省地质局水文地质四大队主编：《水文地质手册》，地质出版社，1978.4。

〔7〕广西壮族自治区水文工程地质队编著：《岩溶地区供水水文地质工作方法》，地质出版社，1979.8。

〔8〕史长春：《水文地质勘察》（上册），水利电力出版社，1983.2。

〔9〕地质部书刊编辑室编辑：《水文地质工程地质选辑》，第七辑，地质出版社，1975年。

〔10〕北京地质学院：《专门水文地质学》（上册），工业出版社，1962.10。

〔11〕长春地质学院：《水文工程地质物探教程》，地质出版社，1980.7。

〔12〕贾文懿编：《利用天然放射性找地下水》，原子能出版社，1986年。

〔13〕林学钰、焦雨主编：《石家庄市地下水资源的科学管理》，长春地质学院学报（水文地质专辑），1987.12。

〔14〕国家技术监督局发布：中华人民共和国国家标准《水文地质术语》，GB/T14157-93，1993-11-01实施。

第二篇 供水水文地质

第八章 供水水文地质勘察（查）概论

§1 世界和我国的水资源概况

水资源系指存在于地球表层可供人类利用的水量。虽然整个地球上的水是相当丰富的，但水圈中的水大部分是咸水，不宜直接作为供水水源。冰川和多年积雪及多年冻土中的淡水，不易开发利用，岩石圈中的结晶水也不能利用。可资利用的水主要是江河、湖泊和地下600m深度以内含水层中的淡水。其中，便于人类利用的水，仅约占地球上总水量的0.77%[19]。这些可以利用的水资源，虽然总量不大，但它们积极参与自然界的水循环，不断交替更新，开发利用后可得到补充恢复。

据有关资料记载[19]，全球陆地平均年降水量为800mm，总共有$119.0\times10^{12}m^3$的水降落在陆地上。其中，约有40%，即$46.8\times10^{12}m^3$变为江河的径流。地下水的年更新量，即补给量约占江河径流量的30%，即$13.32\times10^{12}m^3$。因此，可以用江河年径流量来大致表示一些国家和地区的水资源丰富程度（表8—1）。

表8—1 世界一些国家的江河年径流量和人均数值表[①]

国　　家	江河平均年径流量（10^8m^3）	平均年径流深（mm）	人口[②]（10^8人）	人均水量（m^3/a）
巴西	51 912	609	1.23	42 200
原苏联	47 140	211	2.64	17 860
加拿大	31 220	313	0.24	130 080
美国	29 702	317	2.2	13 500
印尼	28 113	1 476	1.48	19 000
中国	26 380	276	9.88	2 670
印度	17 800	541	6.78	2 625
日本	5 470	1 470	1.16	4 720
全世界	468 000	314	43.35	10 800

①陈家琦、陈志恺：中国水资源及其开发利用和管理，《水利水电科学院论文集》第14集，水利水电出版社，1984年。

②人口以1979年联合国统计数为准。

我国的江河年径流总量为$26\ 380\times10^8m^3$，是按1956－1979年的平均值计算的。我国

地下水的年均补给量（水电部公布）为 7 718×10^8m^3（1985 年地矿部公布的数字为 8 700×10^8m^3），地下水与地表径流相互转化的重复量约为 6 888×10^8m^3。因此，全国的总水资源量约为 27 210×10^8m^3。

把我国的水资源和全世界的平均值对比一下（表 8—2）可以看出，我国水资源总量虽排在世界第六位，但因我国面积辽阔，人口众多，分解指标均低于世界平均值。中国的平均年降水量仅为 628mm，比世界平均值少 21.5%；径流深度为 276mm，比世界均值少 12%；按人口平均每人占有的径流量仅为 2 670m^3/a，仅为世界均值的四分之一。这是按 1979 年的人口计算的。若按 90 年代的人口计算，就更少了。因此，我国是一个水资源贫乏的国家，全国必须珍惜这有限的水资源。

表 8—2　中国和世界水资源状况对比表[19]

比较对象	面　积 (10^4km^2)	平均年降水量		平均年江河径流量		每人占有的径流量	
		深　度 (mm)	体　积 ($10^{12}m^3$)	深　度 (mm)	体　积 ($10^{12}m^3$)	人　口 (亿人)	人均水量 (m^3/a)
全球陆地	14 900	800	119.0	314	46.8	43.35	10 800
中　　国	大于 960	628	6.0	276	2.638	9.88	2 670

中国的水资源不仅量少，而且在时空分配上也极不均匀。全国主要江河的年径流量如表 8—3[19]所示。我国水资源最丰富的是珠江流域，人均和亩均水量都是最高的；其次为浙、闽、台湾岛和长江流域。水资源最贫乏的是海河、滦河流域（西北干旱区未统计在内），人均水量仅为 298m^3，为珠江流域的 6.64%，亩均水量每年仅 172m^3，比珠江流域少 25 倍。总的来看，我国北方水资源缺乏，黄河、淮河、海河、滦河、辽河、黑龙江和西北内陆河流域，人口约占全国的一半（46%），耕地面积占全国的 62%，而水资源仅占全国的 18%。

表 8—3　全国主要江河的年径流量表

河　名	平均年径流深度 (mm)	平均年径流量 (10^8m^3)	人　口① (10^8 人)	耕　地 (亿亩)②	人均年水量 [m^3/(a·人)]	耕地平均年水量 [m^3/(a·亩)]
松花江	138	760	0.47	1.75	1 617	434
辽河	68.2	157	0.29	0.69	541	228
海河、滦河	91.3	292	0.98	1.70	298	172
黄河	74.7	560	0.82	1.96	683	286
淮河	185	500	1.25	1.38	400	263
长江	544	9 790	3.45	3.70	2 840	2 650
珠江	758	3 410	0.76	0.78	4 487	4 372
全　国	276	26 380	9.88	15.00	2 670	1 760

①人口按 1979 年的统计资料。②1 亩=666.6m^2。

我国的水资源不仅在地域分布上不均匀，而且在时间分配上也很不均匀。以上所统计的水资源量是多年平均值，各年的情况有时相差很大，在一年内也有很大的变化。地表水和地下水资源主要都来源于降水。由于降水在时间上分配得极不均匀，所以影响到水资源

随时间的变化很大。例如北京的降水量，1959 年为 1405mm，而 1891 年仅为 168mm，其变化为 8.4 倍。有时还会出现连续丰水年或连续枯水年，有时洪水泛滥成灾。例如，1991 年淮河的水灾相当严重，另一时期又出现旱灾，滴水贵如油。因此，要研究水资源的形成规律和特点，进行人工改造，在时空上实行人工再分配，使其更好地为人民服务。

一方面，地球上的水资源是有限的，且在时空分配上又不均匀；另一方面，随着人类进步和生产发展，对水资源的需求愈来愈多。这一矛盾日趋突出。据统计（陈家琦等），1950 年，全球用水量为 $1.1\times10^{12}m^3$，扣除重复利用的部分，实际耗水量为 $0.65\times10^{12}m^3$；到 1975 年，用水量增为 $2.6\times10^{12}m^3$，实际耗水量为 $1.6\times10^{12}m^3$。预计到 2000 年，全球用水量将达 $6\times10^{12}m^3$，为 1950 年的 5.5 倍；耗水量将达 $3\times10^{12}m^3$，为 1950 年的 4.6 倍。其中，工业用水量增长最快，50 年间增长 10 倍。我国的用水情况也大体相似，见表 8—4[19]。1949 年仅为 $1031\times10^8m^3$，到 1979 年，增长到 $4767\times10^8m^3$，30 年增长了 4.6 倍。其中，工业用水量增长最快，增长了 21.8 倍。预计到 2000 年，我国总用水量将达 $7\,345\times10^8m^3$，为 1949 年的 7.1 倍，占我国水资源总量的 27%。这已经是相当大的比例了，全球的用水量才仅占总水资源量的 13%。天然水资源不能、也不可能全部用光。如果把江河的径流量全都利用了，将会对航运、水产、港口等造成一系列的损害；同时，破坏了生态平衡，将带来许多难以估计的恶果。

表 8—4　中国各种用途的用水量表　　（单位：$10^8m^3/a$）

用水户＼年份	1949	1957	1965	1979	2000
城市生活	6	14	18	49	123
工　业	24	96	181	523	1 264
农　业	1 001	1 938	2 545	4 195	5 958
总　计	1 031	2 048	2 744	4 767	7 345

据联合国世界卫生组织 80 年代初的统计❶，目前全世界有 3/4 的农村人口和 1/5 的城市居民得不到足够的淡水供应。我国北方许多大、中城市缺水问题日益严重。有的城市不得不花费昂贵代价，从很远的地方引水，作为城市供水，如天津、青岛。许多城市的水源不足，已成为影响经济发展和人民生活的突出问题。据有关资料统计[19]，全国有 150 多个城市缺水，日缺水量约 $880\times10^4m^3$。随着人民生活水平的提高，对水的消费还要增长。鉴于全世界不断出现的水源危机，联合国有关组织曾发出警告："不要认为水是无穷无尽的天授之物；事实上，世界的水荒正在不断加深，威胁着人类的生活"❷。

在怎样解决水源问题上，尽管专家们提出了各种设想，如海水淡化、废水再生、拖运极地浮冰、开发山地冰川等，但最现实的办法仍然是进一步开发与合理利用陆地上的地表和地下水资源。由于长期以来人们已大量利用了地表水资源，使今后可供利用的地表水资源受到限制，故许多水资源专家认为，在满足今后世界上日益增长的用水中，地下水资源将会越来越重要。在地下水中，除了积极参与水循环，不断更新的部分外，还蕴藏着大量

❶ 根据黎巴嫩《事件》周刊，1981 年 12 月，哈桑·塔米：石油战争和淡水战争。

❷ 据张锡声等：水的危机，《知识就是力量》，1980 年第三期。

的水体。据美国国家科学院院士 Luna B. Leopold 等人的计算[1]，地球上仅在地面以下 800m 深度内的地下水体积即达 $417\times10^4 km^3$，其储量大约是世界河流、淡水湖、水库和内陆海水总储量的 17.5 倍。

用地下水作为供水水源，与地表水相比有许多优点：①地下水水质比较好，由于岩石的天然过滤或上覆隔水层的保护，一般不需要处理便可使用；②水量、水质受气候影响较小，常能保持较稳定的供水能力；③地下水分布广，便于就地开采使用，故其投资常比修建地表水工程低；④在缺少地表水的地区（如沙漠、干旱的山前地区及岩溶山地等），地下水常常是唯一的水源；⑤某些地区的地下水具有一定肥效或有医疗和供热价值；⑥可以利用含水层调蓄多余的地表水，增加有效水资源总量；⑦还可利用含水层的增温和散热效应，开展地表水的回灌、循环，从而（多数用于工业上）达到节能、储水和节水的目的。

因为地下水有以上优点，所以它在很多国家的供水总量中占有重要地位。在干旱的利比亚、沙特阿拉伯半岛各国，地下水几乎占总供水量的 100%，以色列占 75%，荷兰占 66%，美国占 22%—25%，原苏联占 24%，日本占 20%，而且所占比重还呈增加的趋势[2]。

我国地下水供水量在总供水量中所占的比重约为 18%，虽然比重不太高，但在我国北方许多大城市，如北京、沈阳、鞍山、西安、太原、石家庄及济南等城市，地下水已是主要供水水源，日开采量变化在 $(40-120)\times10^4 m^3$ 之间。北方的农业灌溉也主要靠地下水，全用地下水的纯井灌面积已占全国总灌溉面积的 20% 以上。

在看到地下水开发利用前景的同时，也不能不注意到世界上很多地区，由于盲目无计划地超过补给量开采地下水，带来了区域地下水水位大幅度下降、地下水资源面临枯竭、地面下沉、海水入侵及地下水水质恶化等一系列环境地质问题。因此，在充分开发利用地下水资源的同时，必须加强对地下水资源的管理与保护。

§2　供水水文地质勘察的目的、任务及工作阶段

一、勘察的目的及任务

供水水文地质勘察工作的目的就是为用水部门寻找、评价、开发、保护与管理地下水资源提供科学依据。我国大约在 20 世纪 70 年代以前，供水水文地质工作主要是寻找和评价地下水资源，只要能为各种用水部门找到足够可用的地下水资源，就达到了目的。到 70 年代，由于不合理地开发利用地下水，带来了一系列环境恶化问题。因此，供水水文地质工作的目的不仅是寻找与评价地下水资源，还要为开发、保护与管理地下水资源提供依据，而且此目的愈来愈占有重要的地位。

供水水文地质勘察的具体任务是：

（1）寻找地下水水源地，确定开发地下水的地段和开采层位；

（2）评价地下水资源，即评价地下水的水质和水量，提出允许开采量；

（3）为地下水资源开发、保护和管理提供水文地质依据；

（4）预测开发地下水资源可能出现的环境地质问题，并提出科学对策或预防措施。

---

[1] 据 Luna B·Leopold 等人所编生活科学文库中《水》一书的资料。

[2] 据陈梦熊《我国地下水资源及其开发》一文，1983 年。

总之，应为取水工程设计（如选择取水工程类型、工程布局及工程结构等），提供所需的水文地质资料。

二、勘察阶段

供水勘察一般都划分为几个阶段，不同阶段有不同的目的任务和工作内容。这在第一篇中已作了介绍，不再赘述。

不同供水种类对勘察阶段的划分略有不同，不同勘察部门也制定有不同的勘察规范（参看表1—1）；但划分阶段的基本原则是相同的。各部门对各阶段的具体要求不尽相同，各种规范的内容也是随勘察工作的发展和科技进步而在不断地修改、完善。

1. 城市及工矿企业大、中型供水水文地质勘察阶段的划分

该类供水水文地质勘察工作，常按不同工程设计阶段，相应分为四个勘察阶段。

（1）规划设计（或厂址选择）阶段：本阶段应初步查明城市或预定厂址附近的区域水文地质条件，提出有无满足设计需水量的可能性，以作为城市规划设计或厂址选择比较条件之一。本阶段勘察工作的特点是，在可能满足设计需水量要求的范围内（一般为一个，有时也扩大到2—3个水文地质单元），通过中等比例尺（1：10万—1：5万）进行水文地质测绘，并配合少量勘探、试验工作，着重查明区域地下水的类型、埋藏分布与形成条件，可供开采的含水层位（富水带），并对该含水层（带）的分布范围、补给条件、水量水质有个初步了解。除为城市规划和选厂提供所需水文地质资料外，还为解决后期勘察阶段所遇到的某些专门问题提供区域性资料。

（2）初步设计阶段：本阶段的任务是，在规划设计所选定的几个可能的地下水源地范围内，通过大、中比例尺（1：5万—1：2.5万）的水文地质测绘，在可能的富水地段上投入一定数量的勘探、试验工作和短期地下水动态观测工作，查明各水源地的水文地质条件，初步评价水量和水质，并结合开采的技术经济条件，比较和选择最适合的水源地方案。

（3）详细设计阶段：本阶段的任务是，在已经初勘选定的水源地地段上，投入大量的勘探和试验工作及必要的大比例尺（1：2.5万—1：1.0万）水文地质测绘，并进行较长时期的地下水动态观测工作。详细查明开采含水层的埋藏分布与边界条件，含水层的导、储水性能及其它水文地质计算参数，进而对含水层的水量、水质、开采条件作出准确评价，提供取水工程详细设计所需的一切水文地质资料。

（4）开采阶段：多数大型取水工程投产后，为保证正常运转，或为解决因大量取水而引起的各种环境地质问题，或为进一步扩大开采量等，都需进一步进行水文地质勘察研究工作。本阶段的工作主要是在整理和分析已有开采动态观测资料的基础上，补充必要的勘探和进行一些专门性的试验工作，对水资源作出更准确的评价。

1988年公布的国家标准GBJ27-88《供水水文地质勘察规范》为现行规范，共划分为五个勘察阶段：

（1）地下水资源调查阶段：应粗略了解区域水文地质条件，推测地下水富水地段及其地下水允许开采量。提出的允许开采量应满足地下水开采储量E级的精度要求，为国民经济远景规划提供依据。

（2）普查阶段（相当于厂址选择阶段）：应概略评价区域或需水地区的水文地质条件，提出有无满足设计所需地下水水量可能性的资料。对可能富水的地段，估算地下水允许开采量。提出的允许开采量应满足D级的精度要求，为城镇的规划、建设项目的总体设计或

厂址选择提供依据。

(3) 详查阶段(相当于初步设计阶段):应在几个可能富水的地段基本查明水文地质条件,初步评价地下水资源,进行水源地的方案比较。提出的地下水允许开采量应满足C级的精度要求,为水源地的初步设计提供依据。

(4) 勘探阶段(相当于详细设计阶段):应查明拟建水源地范围内的水文地质条件,进一步评价地下水资源,提出合理开采方案。提出的地下水允许开采量应满足B级的精度要求,为水源地的技术设计和施工设计提供依据。

(5) 开采阶段:应查明水源地扩大开采的可能性,或研究水量减少、水质恶化和不良工程地质现象等发生的原因;在开采动态和专门试验研究的基础上,重新评价的允许开采量应满足A级的精度要求,为合理开采和保护地下水资源提供依据。

2. 农田供水水文地质勘察阶段的划分

农田供水水文地质勘察工作比较灵活,目前尚无统一的阶段划分。参照生产部门的实际作法,一般可分为三个阶段。

(1) 区域水文地质勘察阶段:主要是通过中小比例尺(1:20万—1:10万)的水文地质测绘,收集已有水井的勘探、试验及开采动态资料,辅以少量控制性的勘探、试验工作。在查明区域水文地质条件的基础上,概算区域地下水资源,为大区域(某个流域或较大自然单元,或省、地级的行政范围)的农田水利规划提供水文地质依据,评价地下水开发利用前景。

(2) 详细勘察阶段:通过中等比例尺(1:5万—1:2.5万)的水文地质测绘,投入较多的勘探试验工作,进行全面的地下水动态观测;在详细查明地区水文地质条件的基础上,对地下水资源作出比较可靠的评价,为某一地区开发地下水的设计和县、区一级的农田水利规划提供水文地质依据。

(3) 开采阶段:主要是整理分析已有地下水开采动态资料,解决地下水开采过程中出现的各种问题,进行地下水资源的再评价;预报地下水开采动态的变化趋势,及时提出防止地下水资源枯竭、水质恶化等保护和管理地下水资源的措施。

对于分散小型供水工程,除个别需水量较大、水文地质条件又较复杂的供水工程需分阶段进行水文地质勘察外,一般均可用探采结合的方式进行,不必硬性地划分几个阶段。但是,对开采动态的监测工作仍然是不可缺少的。

以上是不同类型供水工程水文地质勘察阶段划分的一般原则。在实际工作中,还应考虑和灵活运用以下因素:区域水文地质条件的复杂程度;需水量的大小和供水工程的重要性;区域水文地质条件的研究程度;区内可能取水方案的多少等。例如,在区内已有可用的1:20万区域水文地质普查成果时,则勿需再进行规划阶段(厂址选择阶段)的区域性水文地质勘察工作。又如,当水文地质条件比较简单,勘察工作量不大,或只有一个水源地方案可选时,可把初步勘察阶段的工作合并到详细勘察阶段进行。

总之,正确地划分勘察阶段,是关系到能否合理布置勘察工作量、节约或浪费勘察投资、迅速而有效地完成调查任务的重要问题。因此,必须予以重视。但又不能过于死板,应视具体情况灵活运用。

§3 不同类型供水对水文地质勘察工作的要求

按取水工程的规模、开采方式和开采强度等，可将供水方式分为三种类型。它们对水文地质勘察工作的要求各异。

1. 集中式连续性供水

城市和大型厂矿企业的供水属此类型。其特点是：开采量常常很大（每日数万到数十万吨），在单位面积上的开采强度（开采模数）也很大；开采井群一般都在相互干扰下连续运行；对水量的保证率要求很高（一般要求大于95%）；对水质的要求也很严格；为了便于管理和节省建设投资，常常是将取水工程集中布置于含水层（带）的某一地段上，进行大降深、大流量的取水；其开采影响范围一般都波及到整个含水层的边界。

鉴于这种供水方式开采规模巨大及其在保证人民生活和生产正常秩序中的重要性，对该类供水工程的水文地质勘察工作，必须严格按照规范规定的勘察程序和勘察工作量进行。要求对水源地及其所在水文地质单元的水文地质条件进行全面、深入地研究，以便正确选择开采层位和开采地段，对水资源数量作出可靠结论，对地下水水质作出全面评价，为制定合理的开采方案、水源地卫生防护措施、地下水开采动态监测系统的布置提供所需的水文地质依据，并对开采地下水可能引起的环境地质问题作出预测和提出防治措施。

2. 分散式间歇性供水

平原地区农田灌溉和草原牧业供水属这种类型。其特点是：在大范围内间歇性（或季节性）的大量取水；对供水保证率的要求不高，一般为75%；水质要求也不如前一类型高；为了减少输水渠道的渗漏损失，取水井常常是大致均匀地布置在含水层分布的整个范围内，就地开采就地灌溉。这种开采方式，在一个点上的开采强度可能不大，但由于井数很多，故总开采量仍然很大。其开采影响仍将波及到含水层的边界。鉴于该类取水方式的特点，只要做到开采量和区域水资源的年平衡或多年平衡，即可保证取水工程的正常运行。因此，水文地质勘察工作的主要任务是：查明区域水文地质条件，对区域地下水资源做出正确评价，并同水利部门一道订出区域内各类水资源的合理调配方案及合理开采地下水井点布局方案；对开采地下水可能引起的环境地质问题，也必须作出预测，并提出防治措施。

3. 零星供水

属于这类供水方式的有缺水山区的人、畜饮用水，山区丘陵的灌溉用水，需水量不大的厂矿或村镇用水。其特点是总需水量不大（每日数百到二三千吨），一般只需一或二三口水井即可满足需水量要求。对这类供水方式，水文地质勘察工作的特点是：勘探和开采工作常常结合进行。在查明供水点附近地质构造、岩性、地下水补给条件的基础上，结合已有水文地质勘探或水井资料，即可圈定出富水带范围，确定具体井位，并可探采结合成井。

§4 供水水文地质勘察所用各种手段简述

关于水文地质调查所应用的各种手段（工种），已在第一篇中讲述。本节仅从供水水文地质观点对各种方法的运用和要求作必要补充。

一、对水文地质测绘的基本要求

供水水文地质勘察的各个阶段都离不开水文地质测绘。但它主要用于规划选址（或普查）和初步设计阶段，而详细和开采阶段，除地质条件极为复杂的基岩区外，一般都无需再投入测绘工作量。

水文地质测绘的范围应适中，过大会造成浪费，过小则难以查明区域条件，满足不了水资源评价或设计需水量的要求，以致延误工期。测绘范围的大小，取决于需水量的大小、当地水资源丰富程度及供水勘察阶段。一般应包括一个完整的水文地质单元（或地下水系统）；估算水量不能满足时，应再扩大。当需水量不大，含水层延伸范围广阔时，可据估计开采影响范围（开采补给范围）来确定。

据我国一些裂隙-岩溶水源地供水勘察的经验，在初勘阶段日产水量小于5000t的小型水源地，水文地质测绘范围一般在数十至数百平方公里；日产水量在1—10万t的中型水源地，为100—500km^2；日产水量大于10万t的大型水源地，常达1000—3000km^2。

对不同类型地下水分布区进行供水水文地质测绘时，调查研究的问题应各有侧重。

平原区，应重点对地貌条件、代表性的地质剖面及地下水人工露头进行研究。通过对地貌类型的分析，结合1—2个区域地质-水文地质控制剖面，就能判明含水层的类型、分布、边界条件，可满足进一步布置勘探、试验工作的要求。

在基岩山区，首先应宏观分析区域构造体系（或构造格局）与区域地下水补、径、排条件和富集条件的关系。然后，通过岩性、局部构造、补给条件的分析，确定出地下水赋存的具体部位及可能的富水地段。

在裂隙-岩溶水发育区，不仅要注意研究大的构造，而且更应注意对一些较小构造形迹的研究。实践证明，这种地区局部地下水的富集，常与一些较小构造有关。例如，主干压性及压扭性断裂旁侧的张性或张扭性断裂、牵引褶皱的轴部、狭窄而延伸不太长的石英岩脉和伟晶岩脉体本身，以及许多基性岩脉的旁侧，常常是很好的富水部位。因此，测绘时必须对这些地质体进行研究，并绘在图上。

在岩溶地区测绘时，工作重点应放在与岩溶发育有关的因素上。这些因素主要是岩性、构造、水化学和水动力条件，以及岩溶发育的历史过程。工作时，应特别重视碳酸盐岩的结构、矿物成分与岩溶发育类型和层位关系的研究；重视区域岩溶水动力条件、水循环系统与岩溶发育部位和强度关系的研究；重视古代岩溶与现代岩溶发育关系的研究。也就是说，实验室工作和综合分析工作在水文地质测绘中占有很重要的地位。

二、物探方法在供水水文地质勘察中的运用

在水文地质勘察中，应用物探方法所解决的水文地质问题，在第一篇中已作介绍。它在供水中主要用于以下几个方面。

(1) 在水文地质测绘中，可以用各种地面电法探测隐伏地质体及各种地质界面；也可用重力、磁力和地震勘探方法探测覆盖层厚度、基底起伏和基底断裂。此外，航空物探技术也可用于供水勘察，如用红外技术寻找和圈定地下水分布区、海湖底的冷水和淡水泉眼、有热异常的污水体和河渠两侧的淡水体。恰当地选用一些物探方法，不仅可减少野外工作量，还可提高测绘成果的精度和地质推断的可靠性。

(2) 用某些物探方法寻找地下水源、确定含水层和富水带位置、为布置探孔或布井提供可靠依据，常有其他方法所不及的效果。

（3）将各种物探测井技术与钻探配合，能可靠地划分钻孔岩性剖面、确定含水层（带）、岩溶和裂隙发育带、地下咸淡水界面位置。

（4）用物探方法测定含水层的某些水文地质参数，效果较好，如地下水流速、流向、地下水的矿化度、钻孔流量、抽水井的影响半径及岩层孔隙度等。

物探方法虽然能够解决许多水文地质问题，但由于各种物探方法受到客观条件的一定限制，其成果解释往往有多解性。因此，还应与其他勘探、试验方法配合使用。水文地质人员还必须与物探人员共同工作，才能取得较好的效果。

三、供水水文地质勘察中的钻孔布置原则

钻探工作在供水水文地质勘察中占有最重要的地位，是最费时、费资金的工作，也是能否以较少的投资获得水文地质资料的关键。因此，对钻探工作必须慎重布置，精心设计。其总的原则，在第一篇中已经讲过，这里仅就集中供水勘察的不同阶段，补充说明布置钻孔最主要的原则。

在城市规划设计或厂址选择阶段，钻探工作的主要任务是：用少量钻孔，配以测绘、物探工作，查明区域内水文地质条件总的变化规律，对区内可能的富水层位、地下水资源总量及其开采前景作出概略的评价。钻探工作，应沿着区域内水文地质条件变化最大的方向布置；在确定钻孔位置时，要考虑能揭露区域内最有希望的含水层（带）。

在初步勘察阶段，钻探工作的任务是为不同取水方案（或水源地）对比提供水文地质资料。为此目的，钻探工作量只能分散布置在几个可能的富水地段，钻孔主要应布置在水量有代表性和控制意义的地段上。当不需要进行方案对比时，钻探的任务是为了确定开发地段的范围。这时，可按拟定地下水资源评价方法的要求布置钻探工作。

在详细勘察阶段，钻探工作的主要任务是获取已定水源地地下水资源评价及取水工程设计所需的水文地质资料。本阶段是投入钻探工作量最多的阶段。布置的钻孔要为地下水资源评价时建立水文地质概念模型提供所需资料，应在计算区内布置几条勘探线，了解水位、含水层结构和参数的变化规律。在含水层的边缘也应有适量钻孔，以确定边界位置和性质。在补给地段也须布置钻孔或勘探线，以便计算地下水的补给量。若用已知水位边界进行地下水开采动态预报时，为取得边界水位资料，有时还需布置专门的水位观测孔。为进行抽水试验，要布置一些专门抽水试验孔和相应的观测孔。在详勘阶段布置钻孔时，还应考虑取水工程设计的要求，应将勘探孔尽可能布置在未来可作为生产井的地点，有的孔就可作为探采结合孔。

四、抽水试验工作的布置特点

抽水试验工作是获得地下水水量计算所需资料的关键。随着勘察阶段的深入，抽水试验工作的地位愈来愈重要，其要求和取得参数的精度也愈高。某些勘察项目的大型群井抽水试验，常常要延续抽水数月，花费大量的资金。因此，供水勘察人员必须慎重布置此项工作。

在初勘阶段，凡有一定供水意义的含水层（带），或同一含水层的不同富水地段，均应布置一定数量的抽水试验。一般用单孔抽水试验即可，并在勘探孔中进行。

在详勘阶段，一般要求是，凡揭露了含水层的所有钻孔，均应做抽水试验。为取得可靠的水文地质参数，应尽量多做多孔抽水试验。为满足地下水资源评价和取水工程设计的需要，还要开展群孔干扰抽水试验。

抽水试验的具体工作量，在一些规范中均有详细规定。抽水试验孔的布置，应在布置勘探钻孔设计工作时一并考虑。只有在勘探孔 不能满足抽水试验的特殊要求时，才设计专门的抽水试验勘探孔。

关于抽水试验的方法和技术要求，已在第一篇中讲述，本节仅对大型井群干扰（生产或开采）抽水试验（表5—1中的Ⅲ-3-（2）和Ⅱ-2-2类型的抽水试验），作些补充说明。

这种抽水试验可以充分揭露，并查明地下径流流场的特征及补给来源，或为建立正确的数学模型提供可靠的依据。用其试验成果，可以较准确地反求水文地质参数，算得各项补给量，为地下水资源评价打下良好基础。但这种抽水试验是一项费钱、费力、费时的工作，一般仅用于对供水保证率要求较高，水文地质条件又极复杂的大型水源地，并多在详勘阶段后期利用探采结合孔进行。

此种类型的抽水试验，抽水井的布局应与未来生产井一致。为了更好地揭露地下径流场的特点，应尽可能在所选抽水井之间产生强烈的干扰作用；抽水强度应尽量接近设计取水量，有困难时，也不得小于设计取水量的1/3到1/2。对于补给不足的水源地，最好进行两个以上阶梯流量的抽水，以便准确计算其补给量。

观测孔的布局应分布在全区，以能控制抽水的人工干扰流场和参数的变化为原则。另外，在一些有意义的地方，也应布置观测孔，如抽水井群之间、水位下降最大的地方、隔水边界及进水边界处等；越流含水层、补给天窗处也应布置观测孔，以便计算补给量。此外，对区内的泉及过境河流的水位、流量也应观测。

抽水时间，最好选在天然水位匀速下降的枯水季节。其目的是：保证产生较大降深，以便充分揭露流场特点；正确判明水位变化趋势；较易确定天然水位降幅，以求得真实水位降深；可简化数学模型中的入渗补给项，提高计算精度；还可求出最安全的补给量和允许开采量。如需要确定洪水期的补给能力，则抽水试验应从枯水期末段延续到丰水初期的一段时间。

这种大型抽水试验的延续时间比一般抽水试验长得多，一般需2—3个月，也有5—7个月的，至少不能少于1个月。结束的标准是：明显看出各种边界对流场的影响；除个别最远处的观测孔外，所有抽水孔和观测孔中的水位均达到似稳定动态。停抽后，须观测恢复水位，直至其水位变幅接近天然水位变幅或近似稳定为止。

五、对地下水动态观测的要求

地下水的动态观测资料，是分析、判断地下水的形成条件，评价地下水的水质、水量所不可少的资料，更是监测地下水开采后引起的不良后果，制定保护与管理地下水资源的重要根据。因此，在勘察工作一开始，就应及早考虑布置地下水动态观测工作，积累的资料愈多，观测系列愈长，用处越大，效果越好。

某些供水水文地质勘察规范要求，初勘阶段的地下水动态观测资料应在1年以上，详勘阶段应在2年以上。应用相关分析法、系统理论法或数值法评价地下水资源时，必须有较长系列的地下水动态观测资料为依据。

地下水动态观测的内容，除了地下水位、井泉涌水量、水化学成分和水温等常规项目外，对影响地下水动态有关的气象、水文和人为因素等，也应收集资料或组织专门的观测工作。为了评价某些大型水源地的地下水资源，有时还需专门进行包气带含水量、大气降水入渗量及潜水蒸发量等的试验与观测工作。对影响地下水动态的一些人为因素也应观测，

如已建水源地的开采量，矿山排水量、下降水位及降落漏斗的扩展速度、与开采含水层有联系的污水的排放量、渗漏量、污水成分，抽水引起的地面沉降、塌陷与开裂状况等。这些资料对于地下水资源评价，开采后水质、水量与环境变化趋势的预测，都是不可缺少的。

地下水动态观测网的布置、设计，一般要求在供水勘探网设计的同时就应考虑。原则上是从已有井、孔和新设计的勘探孔中选择，不能完全满足要求时，也可布设少数专门的动态观测孔。

六、同位素技术在供水水文地质勘察中的应用

同位素技术在供水水文地质勘察中，主要用于以下几方面。

（1）利用同位素追索地下水的循环机制。测定地下水中同位素（主要常用氚）的含量及其分布规律，可以了解地下水的起源、水流动态、含水层之间的水力联系、补给来源及新老水混合程度，以及确定地下水的循环时间等。

（2）根据水体中同位素含量可确定水体的年龄。目前，测定水体年龄的同位素方法有^{14}C、^{3}H、^{32}Si、^{39}Ar 及$^{234}U/^{238}U$ 法等，但其中只有^{3}H 和^{14}C 两种方法比较成熟，其余方法还处于探索阶段。

（3）利用同位素研究地下水中溶质运移的机制（地下水化学成分示踪）。某些同位素在多孔介质水体中运移时具有成分不变，且可测性较好等特点，故可用它们作示踪剂，圈定地下水的污染范围，测定含水层的弥散系数及孔隙渗透速度等溶质运移参数。目前，使用较多的人工同位素有^{131}I、^{82}Br、^{60}Co。等半衰期短、放射性较低的同位素。

此外，据报导，原西德曾用放射性同位素单井法进行了水文地质参数的测定（如渗流速度、水流方向、钻孔中的垂直水流速等）。另外，还可用中子水分探测仪研究包气带水分的运移速度、数量和运移模式。

同位素技术是一种很有前途的勘测方法，但其费用昂贵。应用时，须考虑技术与设备条件，安全及经济的合理性，还要注意污染水源的可能性。

七、供水水文地质勘察报告

勘察报告是所有勘察工作的最终成果。勘察人员对报告中的主要结论，永远负有责任。勘察人员应尽最大的努力，以严肃认真的科学态度做好勘察报告的编写工作。编写时，可参阅第七章内容。

由于不同勘察种类，不同勘察阶段的目的、任务不同，以及各地区水文地质条件的差异，因而很难给出通用的报告提纲。但一般供水水文地质勘察报告都应包括下述基本内容。

一般部分：包括绪言、区域自然地理条件、区域地质条件及区域水文地质条件等基本内容。

专门部分：应针对勘察设计任务书中所提出的各种问题，给予明确的回答，并提出进一步勘察的建议。该部分一般包括：开采含水层或富水带的选定依据；开采含水层的水质评价；地下水资源计算与评价；对水源地的位置（或开采地段）、取水工程的布局，取水建筑物的类型、数量、结构、抽水设备等方面的问题提出论证；提出水源地卫生防护带建议及下一步勘察工作或水源地投产后应注意的问题。

当调查工作以研究地下水质与水量的预测与管理为主要任务时，则应以“地下水水质、水量的预测与管理”为编写的主要内容。在某些调查区，还应将“环境地质的现状评价与趋势预测”作为重点编写内容之一。

除文字报告外，还应编制必要的图件与图表。除一般要求的地质、第四纪地质、地貌和水文地质图等基础性与综合性图件外，还应特别注意编制好反映含水层（带）边界性质和水文地质参数变化规律的各种专门性图件、天然或人工流场的等水位（压）线图、反映各项动态要素与时间关系或动态要素相互关系的特征性图件，以及反映各种试验，特别是大型抽水试验成果的各种曲线和图表等。

第九章　供水水质评价

供水水文地质工作的核心任务就是对地下水资源作出正确的评价。地下水资源评价应包括水质和水量两个方面。只有水质符合要求的地下水量才是可资利用的地下水资源。不同用水单位对水质的要求不同，各部门都规定有相应的水质标准。供水水文地质工作者，只有了解各种目的供水对水质的要求，才能在勘察中选择适当的取水样地点，有针对性地提出水质分析项目，作出正确的水质评价。

各种不同目的用水对水质要求的标准，是供水水质评价的准则。这些标准是在实践中不断地总结、修改，逐渐完善的。因此，在进行水质评价时，应以最新标准为依据，不仅考虑水质的现状是否符合标准，还应考虑是否有改善的可能，即经过处理后能否达到用水标准；还应预测地下水开采后水质可能发生的变化，并提出卫生防护和管理的措施。只有水质符合用水标准，即能够达到用水标准的地下水，才能列入地下水资源的范畴。

§1　饮用水水质评价

作为饮用水，必须满足人们生理感觉良好，并对人体健康无害的要求。因此，评价时，应考虑水的物理性质、溶解的普通盐类，特别应注意地下水是否受到细菌和毒物的污染。

一、对饮用水物理性质的要求

饮用水的物理性质应当是无色、无味、无臭、不含可见物，清凉可口（水温7－11℃）。水的物理性质不良，会使人产生厌恶的感觉，说明它含有一定的化学成分。例如，含腐殖质的水呈黄色，含低价铁的水呈淡蓝色，含高价铁或锰的水呈黄色至棕黄色；水中悬浮物多时呈混浊的浅灰色，硬水呈浅蓝色；含硫化氢的水有臭鸡蛋味，含有机物及原生动物的水，可能有腐味、甜味、霉味、土腥味等；含高价铁有发涩的锈味，含硫酸铁或硫酸钠的水呈苦涩味，含氯化钠过多的水则有咸味等。

二、对饮用水中普通溶解盐类的评价

水中溶解的普通盐类，主要指常见的离子成分，如Cl^-、SO_4^{2-}、HCO_3^-、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Na^+、K^+、Fe、Mn、I、Sr、Be等。它们大都来源于天然矿物，在水中的含量变化很大。它们含量过高时，会损及水的物理性质，使水过咸或过苦，不能饮用。它们含量过低时，会对人体健康产生不良影响。饮用水标准中规定，水的总矿化度不应超过1g/L。由于人体对饮用水中普通盐类的含量多少具有很快的适应能力，所以在一些淡水十分缺乏的地区，总矿化度为1～2g/L的水，也可用于饮用。

在饮用水评价中，以下情况值得重视。

水的硬度：按GB5749-85标准，饮用水的总矿化度（以碳酸钙计）不应超过450mg/L

的限量。以德国度计时，一般不得大于25度[1]。但硬度太小的水，对人体也不宜，规定不得小于8度，最好是10—15度。钙是人体必须的矿物质，主要从饮水中摄取。饮水中缺钙，易患牙病，并影响心血管系统及骨骼的生长等，可出现许多不适应的症状。当水中含过量的锶或铍时，可能易患大骨节病、佝偻病和克山病。人体对镁的需要量远比钙少得多。水中含镁过多时，易使水发涩、发苦，特别是硫酸镁含量大于300—500mg/L时，能引起肚泻。

硫酸盐（SO_4^{2-}）：水中硫酸盐含量过高时，会使水味变坏，甚至引起腹泻，使肠道机能失调。水中硫酸盐的含量应在250mg/L以下。在水中缺钙的地区，当硫酸盐含量低于10mg/L时，易患大骨节病。

碘（I^-）：人体需要适量的碘，以制造甲状腺激素，维持碘代谢。碘在淡水中含量一般很低（0.002—0.01mg/L），易为植物，特别是柳树吸收。人体如缺碘，会发生甲状腺肿大病和克汀病。

锶（Sr）和铍（Be）：天然水中锶和铍含量一般甚微。当其含量增高时，可引起大骨节病、锶佝偻病和铍佝偻病。饮用水对锶的限量为0.003mg/L。

铜（Cu）和锌（Zn）：是人体必需的元素，其限量皆为1.0mg/L；若摄取过量，也有毒性。硫酸铜的毒性较大，会引起肠胃炎、肝炎、黄疸病等。锌的毒性较弱，但食得过多，也可引起肠胃炎及消化道粘膜被腐蚀等疾病。

氧化亚铁和锰：这两种物质影响水的味道。当氧化亚铁含量达到0.3mg/L时，水具有墨水味。当锰的含量达到0.1mg/L时，水也有不良味道。

三、对饮用水中有毒物质的限制

水中的有毒物质主要有砷、硒、镉、铬、汞、铅、氟、氰化物、酚类，有时还有洗涤剂及农药。这些物质在地下水中出现，主要是地下水受到污染所致，少数也有天然形成的。

砷（As）：砷的毒性大。当饮水中砷的含量大于0.1mg/L时，能麻痹细胞的氧化还原过程，使人患溶血性贫血，并有致癌作用。饮用水中砷的允许含量一般为0.01—0.02mg/L；超过0.05mg/L时，不能作为饮用水。

硒（Se）：硒对人体也有较强的毒性。它在人体中的蓄积作用明显，易引起慢性中毒，损害肝脏和骨骼的功能。1975年后，人们认识到硒在生物学功能方面具有双重性。它既是有毒元素，又是生命所必需的微量元素。如对癌症，则有致癌和抗癌的两重性。近期研究表明，人体摄入硒应适量，既不能过多，又不宜过少。虽饮用水对硒的限量为0.01mg/L，但有的学者认为[2]，应在（0.10—0.15）$\times 10^{-6}$之间；低于或高于此数，都将会导致硒的中毒性或低毒性地方病。现已证实，硒可预防和治疗多种疾病。

镉（Cd）：镉有很强的毒性，能在细胞中蓄积，是一种不易被人体排出的有毒元素。它可使肠、胃、肝、肾受损，还能使骨骼软化变脆，产生骨痛病。有人认为，贫血及高血压也与镉在机体内蓄积有关。饮用水对镉的限量为0.01mg/L。

铬（Cr）：铬，特别是六价铬对人体有害，当饮水中含铬量大于0.1mg/L时，会刺激和腐蚀人体的消化系统，能破坏鼻内软骨，甚至可致肺癌。饮用水对铬的限量为0.05mg/L。

汞（Hg）：汞为蓄积性毒物。它进入人体后，可使人的中枢神经、消化道及肾脏受损害，

[1] 一个德国度（H°）相当于含10mg/L的CaO或7.2mg/L的MgO，下同。

[2] 林年丰著：《医学环境地球化学》，吉林科学技术出版社，1991。

使细胞的蛋白质沉淀，形成细胞原浆毒。妇女、儿童及肾病患者对汞敏感。汞还能从妇女乳腺排出，影响婴儿健康。饮用水对汞的限量为0.001mg/L。

铅（Pb）：铅为蓄积性毒物。当人体内蓄积铅较多时，会使高级神经活动发生障碍，产生中毒症状，甚至侵入骨髓内，使人瘫痪。它也能从妇女乳腺中排出，影响婴儿健康。饮用水对铅的限量为0.05mg/L。

氟（F）：氟与人的牙齿和骨骼健康有关。饮用水中含氟量过低或过高，都对人体有害。当含氟过低（小于0.3mg/L）时，会失去防止龋齿的能力；含氟量过高（大于1.5mg/L）时，可使牙齿釉质腐蚀，出现氟斑齿，甚至造成牙齿损坏。长期饮用高氟水，还能引起骨骼变形等慢性疾病（氟骨症），甚至残废。饮用水中含氟量的最高限量为1.0mg/L。

氰化物：毒性大。它进入人体后，会使人中毒；当达到一定浓度时，可使人急性死亡。饮用水中的氰化物限量为0.05mg/L。

酚类：各种酚类是强毒性有机化合物。当水中含酚量达到0.005mg/L时，如用氯消毒处理饮用水，会产生使人难忍的氯酚味，不能饮用。饮用水对酚类的限量为0.002mg/L。

四、对饮用水细菌及有机污染物的限量

当地下水被生活污水污染时，水中常含有各种细菌、病原菌、病毒和寄生虫等。这种水不能作为饮用水。然而，水中的细菌，特别是病原菌不是随时都能检出和查清的。因此，为了保障人体健康和预防疾病，便于随时判断致病的可能性和水受污染的程度，一般是取水样检验细菌总数，并测定能说明被粪便污染又易被发现的大肠杆菌族的指标及与细菌活动有关的有机物指标。

1. 细菌指标

细菌族总数：指水样在相当于人体温度（37℃）下经24h培养后，每毫升水中所含各种细菌族的总个数。饮用水标准规定，此数不应超过100个。

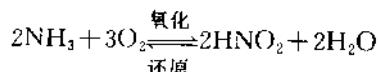
大肠杆菌族指标：大肠杆菌本身并非致病菌，一般对人体无害。但若在水中发现很多大肠杆菌，则说明水已被污染，存在有病原菌的可能性。饮用水标准规定，每升水中大肠杆菌数不得超过3个。

2. 有机污染指标

水中某些化学成分的出现，也可以作为评价水是否被有机物污染的间接指标。这些成分有氮化物（氨氮、硝酸氮及亚硝酸氮）、磷酸盐及硫化氢等。

氨氮（NH_3，NH_4^+）：是水受到有机物污染的重要标志。天然水中氨氮的含量极少，它们主要是在还原环境中，有机物在细菌作用下腐败分解，经复杂的生物化学作用而析出的产物。当它们在水中含量较高时，说明水已被污染。作为饮用水，一般规定其含量不得超过0.5mg/L。

亚硝酸盐氮（NO_2^-）：氨经氧化可生成亚硝酸盐：



$$2NH_3 + 3O_2 \underset{还原}{\overset{氧化}{\rightleftharpoons}} 2HNO_2 + 2H_2O$$

当水中存在亚硝酸盐时，不仅说明有细菌繁殖活动，而且NO_2^-本身对人体也有害。它被吸入血液后，能与血红蛋白结合，形成失去带氧功能的变形血红蛋白，使组织缺氧而中毒，重者可导致呼吸循环衰弱。我国饮用水标准对其限量为0.01mg/L。

硝酸盐氮（NO_3^-）：在深层地下水中，NO_3^-可以由矿物质溶解产生；但在一般水中，多

数是由动物尸体分解的产物，亚硝酸进一步氧化便形成硝酸根。此外，还来源于农药、化肥的污染。如果饮用水中硝酸盐含量过高，则对人体健康有影响，特别是对儿童的影响较大。饮用水中硝酸盐含量不允许超过 20mg/L。

磷酸盐：以 $H_2PO_4^-$、HPO_4^{2-}、PO_4^{3-} 等形式存在于水中。HPO_4^{2-} 来源于磷矿物；$H_2PO_4^-$ 可来源于无机物及有机物，蛋白质经细菌氧化后可生成 $H_2PO_4^-$；PO_4^{3-} 是动物尿中的物质，主要来源于动物排泄物（在无污染的天然水中，仅在 pH 值大于 9 时才有可能出现）。饮用水中，一般不允许 PO_4^{3-} 存在。有些地区规定，磷的含量不超过 0.1mg/L。

硫氢化物：天然水中一般只有 H_2S 及 HS^- 两种形式。它们可来源于无机物，也可来源于有机物。无机来源是含硫酸较多的水与煤、石油接触，发生反应产生的，风化带中的矿物分解也可产生。有机来源是动物体或含硫蛋白质在缺氧条件下分解形成的。当在水中发现硫化氢时，可参考其他污染指标和环境情况来判定是否受到污染。由于硫化氢有臭味、有毒性，无论产成因如何都不允许在饮用水中出现，其含量不应大于 0.5mg/L。

耗氧量和溶解氧：水中溶解氧减少或耗氧量增加，都说明水中有机物增多，水可能已被污染。当耗氧量为 1mg/L 时，相当于有机物含量 21mg/L。一般规定，耗氧量不得大于 2.5mg/L。

我国卫生部于 1973 年颁发了生活饮用水水质标准，各地方也制定了地方饮用水标准。1985 年卫生部又颁发了新的全国饮用水标准（GB5749-85），见表 9－1。在进行饮用水水质评价时，应以最新标准为依据，并可结合地方标准一起考虑。

表 9—1　我国《生活饮用水卫生标准（GB5749-85）》

项　目	标　准	项　目	标　准
色度	不超过 15 度	挥发酚	0.002 mg/L
浊度	不超过 3 度	氟化物	1.0 mg/L
嗅	不得有异嗅	氰化物	0.05 mg/L
味	不得有异味	砷	0.05 mg/L
肉眼可见物	不得含有	硒	0.01 mg/L
pH	6.5—8.5	汞	0.001 mg/L
总硬度（以碳酸钙计）	450 mg/L	镉	0.01 mg/L
硫酸盐	250 mg/L	六价铬	0.05 mg/L
氯化物	250 mg/L	铅	0.05 mg/L
总铁	0.3 mg/L	硝酸盐氮	20 mg/L
溶解性总固体	1000 mg/L	银	0.05 mg/L
锰	0.1 mg/L	细菌总数	100 个/mL
铜	1.0 mg/L	总大肠菌群	3 个/L
锌	1.0 mg/L		

在进行水质评价时，应将勘察区所取水样分析资料，逐项与标准对照比较，只有全都符合标准的水才能作为饮用水。如果出现个别超标项目，则看其经人工处理后能否达到标准要求；若能，则应指出必须经处理后才能作为饮用。对区域不同地段和不同层位的地下水，可根据达到标准或超过标准的程度，将地下水分为若干级别（目前尚无统一的分级）来评价。例如可分为：优良、合格、微超标、严重污染等四级（或三级）。

§2 工业用水水质评价

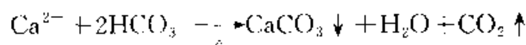
各种工业生产几乎都离不开水，不同的生产部门对水质的要求也不同。只有了解这些要求，才能在供水水文地质勘察中有的放矢地确定水质分析项目，对水质作出正确的评价。由于工业种类繁多，没有必要一一列举，现仅简述主要工业的水质评价。

一、锅炉用水的水质评价

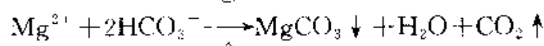
在工业用水中，锅炉用水是比较普遍的，对水质的要求也较高。水在蒸气锅炉中是处在高温、高压下的条件下，水中的一些化学物质会发生各种不良化学反应，主要有成垢作用、起泡作用和腐蚀作用等。这些作用可给锅炉带来一些不良影响。

1. 成垢作用

当水被煮沸时，水中所含的一些离子、化合物可以相互作用而生成沉淀，并依附于锅炉壁上，形成锅垢。这种作用称为成垢作用。当锅垢厚时，不仅不易传热，浪费燃料，而且易使金属炉壁过热融化，引起锅炉爆炸。锅垢的成分通常有CaO、$CaCO_3$、$CaSO_4$、$CaSiO_3$、$Mg(OH)_2$、$MgSiO_3$、Al_2O_3、Fe_2O_3及悬浊物质的沉渣等。这些物质是由于溶解于水中的钙、镁盐类及胶体SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3和悬浊物沉淀而产生的。例如：

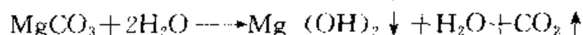


$$Ca^{2+}+2HCO_3^- \xrightarrow{\triangle} CaCO_3\downarrow + H_2O + CO_2\uparrow$$



$$Mg^{2+}+2HCO_3^- \xrightarrow{\triangle} MgCO_3\downarrow + H_2O + CO_2\uparrow$$

$MgCO_3$再分解，沉淀出镁的氢氧化物：



$$MgCO_3+2H_2O \longrightarrow Mg(OH)_2\downarrow + H_2O + CO_2\uparrow$$

与此同时，还可以沉淀出$CaSiO_3$及$MgSiO_3$，有时还沉淀出$CaSO_4$等。所有这些产物沉淀在锅炉壁上，便形成了锅垢。锅垢的总重量，可根据水质分析资料用下式计算：

$$H_0=S+C+36rFe^{2+}+17rAl^{3+}+20rMg^{2+}+59rCa^{2+}$$

式中：H_0——锅垢的总重量（g/m^3）；

S——悬浮物重量（mg/L）；

C——胶体物重量（$SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3+\cdots\cdots$），（mg/L）；

rFe^{2+}，rAl^{3+}……——各种离子的含量（mol/L×离子价数）。

（式中的系数是按所生成的沉淀物重量计算出来的）。

按锅垢总量对成垢作用进行评价时，可将水分为四个等级：①$H_0<125$时，为沉淀物很少的水；②$H_0=125-250$时，为沉淀物较少的水；③$H_0=250-500$时，为沉淀物较多的水；④$H_0>500$时，为沉淀物很多的水。

锅垢中包括硬质的垢石（硬垢）及软质的垢泥（软垢）两部分。硬垢主要是由碱土金属的碳酸盐、硫酸盐及硅酸盐构成，附壁牢固，不易清除。故在评价锅垢时，还要计算硬

垢数量，评价锅垢的性质。硬垢量常用下式计算：

$$H_h = SiO_2 + 20rMg^{2+} + 68\ (rCl^- + rSO_4^{2-} - rNa^+ - rK^+)$$

式中：H_h——硬垢总量（g/m³）；

SiO_2——二氧化硅重量（mg/L）。

如果括弧中结果为负数时，说明水中没有钙镁的碳酸盐和硫酸盐，则可略去不计。

对锅垢的性质进行评价时，可采用硬垢系数（K_n），即 $K_n = \frac{H_h}{H_o}$。当 $K_n < 0.25$ 时，为软垢水；当 $K_n = 0.25 - 0.5$ 时，为软硬垢水；当 $K_n > 0.5$ 时，为硬垢水。

2. 起泡作用

系指水在锅炉中煮沸时，在水面上产生大量气泡的作用。如果气泡不能立即破裂，就会在水面以上形成很厚的极不稳定的泡沫层。当泡沫太多时，会使锅炉内水的汽化作用极不均匀，水位急剧地升降，致使锅炉不能正常运转。产生这种现象的原因是，由于水中易溶解的钠盐、钾盐，以及油脂和悬浊物受炉水的碱度作用，发生皂化的结果。钠盐中，促使水起泡的物质为苛性钠和磷酸钠。苛性钠，除了可使脂肪和油质皂化外，还能促使水中的悬浊物变为胶体悬浊物。磷酸根与水中的钙、镁离子作用，能在炉水中形成高度分散的悬浊物。水中的胶体状悬浊物，增强了气泡薄膜的稳固性，因而加剧了起泡作用。

起泡作用可用起泡系数（F）评价。起泡系数据钠、钾的含量计算：

$$F = 62rNa^+ + 78rK^+$$

当 $F < 60$ 时，为不起泡的水（机车锅炉，须一周换一次水）；

当 $F = 60—200$ 时，为半起泡的水（机车锅炉，须 2～3d 换一次水）；

当 $F > 200$ 时，为起泡的水（机车锅炉，须 1～2d 换一次水）。

3. 腐蚀作用

由于水中氢置换铁，使炉壁受到损坏的作用称为腐蚀作用。氢离子可以是水中原有的，也可以是某些盐类因炉中水温增高水解而生成的。此外，溶解于水中的气体成分，如氧、硫化氢及二氧化碳等也是造成腐蚀作用的重要因素。锰盐、硫化铁、有机质及脂肪油类，皆可作为接触剂而加强腐蚀作用。温度增高及由此而产生的局部电流，均可促进腐蚀作用。锅炉中，随着蒸气压力的加大，水对铜的危害也随之加重，往往对汽机叶片上产生腐蚀。腐蚀作用对锅炉的危害极大，不仅能减少锅炉的寿命，还可能发生爆炸事故。从文献上看到，美国曾对 640 台锅炉进行过调查。在 1956—1970 年的 15a 中，由于腐蚀原因，至少发生一次爆炸事故的锅炉有 119 台之多，占总数的 19%[39]。我国也发生过这类事故。因此，应引起水对锅炉腐蚀性评价的重视。

水的腐蚀性可以按腐蚀系数（K_k）进行评价。

对酸性水：

$$K_k = 1.008\ (rH^+ + rAl^{3+} + rFe^{2+} + rMg^{2+} - rCO_3^{2-} - rHCO_3^-)$$

对碱性水：

$$K_k = 1.008\ (rMg^{2+} - rHCO_3^-)$$

当 $K_k > 0$ 时，为腐蚀性水；当 $K_k < 0$，但 $K_k + 0.0503Ca^{2+} > 0$ 时，为半腐蚀性水；当 $K_k + 0.503Ca^{2+} < 0$ 时，为非腐蚀性水（其中，Ca^{2+} 的单位以 mg/L 表示）。

对锅炉用水进行水质评价时，应同时考虑以上三个方面。由于锅炉种类和形式不同，对

水中各种成分的具体允许含量标准亦有所差异。各种标准很多，这里不再列举；应用时，可查阅有关规范、手册。

二、水的侵蚀性评价

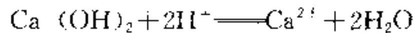
当地下水中含有某些成分时，水对建筑材料中的混凝土、金属等有侵蚀性和腐蚀性。当建筑物经常处于地下水的作用下，应评价地下水的侵蚀性。

1. 地下水对混凝土的侵蚀作用

大量试验证明，地下水对混凝土的破坏是通过分解性侵蚀、结晶性侵蚀及分解结晶复合性侵蚀作用进行的。地下水的这种侵蚀性主要取决于水的化学成分，同时也与水泥类型有关。

(1) 分解性侵蚀。系指酸性水溶滤氢氧化钙及侵蚀性碳酸溶滤碳酸钙，使水泥分解破坏的作用。此作用可分为一般酸性侵蚀和碳酸侵蚀两种。

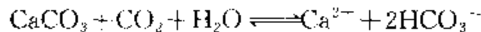
一般酸性侵蚀是水中的氢离子与氢氧化钙起反应，使混凝土溶滤破坏。其反应式为：



$$Ca(OH)_2 + 2H^+ = Ca^{2+} + 2H_2O$$

酸性侵蚀性主要取决于水的pH值，pH值越低，水对混凝土的侵蚀性越强。

碳酸性侵蚀是由于碳酸钙在侵蚀性二氧化碳的作用下溶解，使混凝土遭受破坏。混凝土表面的水泥，在空气和水中CO_2的作用下，首先生成一层碳酸钙；进一步作用，形成易溶于水的重碳酸钙；重碳酸钙溶解后，使混凝土破坏。其反应式为：



$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

这是一个可逆反应，要求水中必须含有一定数量的游离CO_2以保持平衡。此CO_2、称为平衡二氧化碳。如水中游离CO_2减少，则方程向左进行，产生碳酸钙沉淀。若水中游离CO_2大于平衡CO_2，则可使方程向右进行，碳酸钙被溶解，直至达到新的平衡为止。与$CaCO_3$反应消耗的那部分游离CO_2，称为侵蚀性二氧化碳。其评价指标和具体标准，本书不再列举；工作时，可查阅《水文地质手册》等书。

(2) 结晶性侵蚀。是指混凝土与水中硫酸盐发生反应，在混凝土的空隙中形成石膏和硫酸铝盐（又名结瓦尔盐）晶体。这些新化合物，因结晶膨胀作用体积增大（石膏可增大体积1～2倍，硫酸铝盐可增大体积2.5倍），导致混凝土力学强度降低，以致破坏，这种侵蚀也可称为硫酸侵蚀性。石膏是生成硫酸铝盐的中间产物。生成硫酸铝盐的反应式为：

$$4CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 12H_2O + 3CaSO_4 \cdot nH_2O \longrightarrow 3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3CaSO_4 \cdot 30H_2O + Ca(OH)_2$$

这种结晶性侵蚀并不是孤立进行的，它常与分解性侵蚀作用相伴生。有分解性侵蚀时，往往更能促进这种作用的进行。

另外，硫酸侵蚀性还与水中氯离子含量及混凝土建筑物在地下所处的位置有关。水中氯离子含量越多，硫酸侵蚀性越弱。如建筑物处在水位变动带，这种侵蚀性则加强。对于抗硫酸盐水泥来说，一般的水都不会发生硫酸侵蚀，只有当水中硫酸盐特别多时（>3000mg/L）才有侵蚀性。具体评价指标，可查阅有关手册。

(3)分解结晶复合性侵蚀。主要是水中弱盐基硫酸盐离子的侵蚀，即当水中Mg^{2+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Cu^{2+}、Zn^{2+}、NH_4^+……等含量很多时，它们与水泥发生化学反应，使混凝土力学强度降低，甚至破坏。例如，水中的$MgCl_2$与混凝土中结晶的$Ca(OH)_2$起交替反应，形成$Mg(OH)_2$和易溶于水的$CaCl_2$，使混凝土遭受破坏。

分解结晶复合性侵蚀的评价指标为弱基硫酸盐离子总量M_e，主要用于被工业废水污染

的侵蚀性鉴定。当 $M_e>1000mg/L$，且满足下式时，即有侵蚀性：

$$M_e>(K_3-SO_4^{2-})$$

式中：M_e —— 水中 Mg^{2+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Ca^{2+}、Zn^{2+}、NH_4^+ 等的总量（mg/L）；

SO_4^{2-} —— 水中硫酸根离子的含量（mg/L）；

K_3 —— 随水泥种类不同而异的一个常数，介于 6 000～9 000 之间，可由有关手册中查得。

当 $M_e<1000$（mg/L）时，不论 SO_4^{2-} 含量多少，均无侵蚀性。

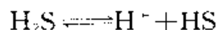
2．地下水对铁质材料的侵蚀作用

当设计长期浸没于地下水中的铁质管道或其他铁质构件时，应当考虑地下水对铁的侵蚀性。特别是在硫化物矿床和煤矿床中，地下水常呈酸性，对探矿、采矿设备的破坏性很大。

水对铁的侵蚀性主要与水的氢离子浓度、溶解氧、游离硫酸、H_2S、CO_2 及其它重金属硫酸盐有关。当水的 pH 值小于 6.8 时，有侵蚀性；pH<5 的水，对铁有强烈的侵蚀性。水中的溶解氧可与铁发生氧化作用，使铁管锈蚀；当 O_2 与 CO_2 同时存在于水中时，可使氧的侵蚀性加剧。水中含有游离 H_2SO_4 时的侵蚀作用，同样是由于氢离子置换而引起的。为了防止铁管受硫酸的侵蚀，水中 SO_4^{2-} 的含量最好不超过 25mg/L。当水中溶有 CO_2 或 H_2S 时，可以使水成为电导体而不断发生电化学作用，并引起侵蚀过程加速，其反应式为：

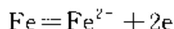


$$CO_2+H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons H^++HCO_3^-$$

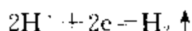


$$H_2S \rightleftharpoons H^++HS$$

此时，铁放出电荷，氢接受电荷，即



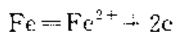
$$Fe=Fe^{2+}+2e$$



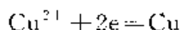
$$2H^++2e=H_2\uparrow$$

这样，使铁成为离子状态溶于水中。

当水中含有重金属硫酸盐时，如 $CuSO_4$，也会加速对铁的侵蚀。因为金属铜和金属铁构成微电池而使反应不断地进行，加速了腐蚀作用。此时，铁放出电荷，铜接受电荷，即：



$$Fe=Fe^{2+}+2e$$



$$Cu^{2+}+2e=Cu$$

地下水对铁的侵蚀性评价，目前尚无统一的评价标准；需要评价时，可参照各部门的规定。

三、其他工业用水对水质的要求

不同工业部门对水质的要求不同，纺织、造纸及食品等工业对水质的要求较严格。硬度过高的水，对于肥皂、染料及酸、碱生产的工业都不太适宜。硬水能防碍纺织品着色，使纤维变脆；使皮革不坚固，糖类不结晶。如果水中有亚硝酸盐存在时，会使糖制品大量减产。当水中存在过量的铁、锰盐类时，能使纸张、淀粉及糖等出现色斑，影响产品质量。食品工业用水，首先必须符合饮用水标准，然后还要考虑影响质量的其他成分。

由于工业企业的种类繁多，生产形式各异，各项生产用水还没有统一的水质标准。目前，只能依照本部门的要求与经验，提出一些试行规定。现将几种工业的用水要求列于表 9－2 中。

表 9—2　某些企业生产用水对水质的要求

项　目	造纸用水（上等纸）	人造纤维用水	粘液涤生产用水	纺织用水	印染工业用水	制革工业用水	制糖用水	制淀粉用　水	造酒用水	粘胶纤维用水	胶片制造用水	备　注
浑浊度(mg/L)	2—5	0	5	5	5	10	0	0		2		
色度(度)	5	15	0	10—20	5—10		10—20	10—20				
总硬度(德国度)	12—16	2	0.5	4—6	0.5—4	10—20	<20	<20	2—6	2.7	3	硬水防碍染色，使皮革柔性变坏
耗氧量(mg/L)	10	6	2		8—10	8—10	<10	<10	<10	<5		
氯(mg/L)					50	30—40	50	60	30—60	30	10	使皮革具吸水性，糖不易结晶
硫酐(mg/L)					50	60—80	50	60		10		$CaSO_4$、$NaSO_4$ 防碍染色，制糖起不良影响
亚硝酐(mg/L)		0	0		0	0	0	0	5—25 (NO_2)	0.002	0	N_2O_3 存在可使糖大量减产
硝酐(mg/L)		0	0		痕迹	痕迹	痕迹	0	0.3	0.2	0	
氨(mg/L)		0	0		痕迹	0	0	0	0.1	0	0	
铁(mg/L)	0.1	0.2	0.03	0.2	0.1	0.1	痕迹	0.5	0.1	0.05	0.07	使染色物、纸张起斑点，淀粉糖着色
锰(mg/L)	0.05		0.03	0.3	0.1	0.1	痕迹	0.05	痕迹			使染色物、纸张起斑点，淀粉糖着色
碳酸(mg/L)								100				
硫化氢(mg/L)						1.0						
氧化钙(mg/L)								120				使淀粉灰份增多，Ca 和 Mg 过多使纤维物变硬变脆
氧化镁(mg/L)								20				
氧化硅(mg/L)	20										25	
固形物(mg/L)	300		100			300—600	200—300	400—600		80	100	
pH 值	7—7.5	7—7.5		7—8.5	7—8.5				6.5—7.5			碱水防碍染色

根据《水文地质手册》，地质出版社，1978.4。

§3 农田灌溉用水水质评价

一、农田灌溉用水对水质的要求

灌溉用水水质的好坏，主要是从水温、水的总矿化度及溶解盐类的成分对农作物和土壤的影响来考虑的。有时，还要考虑水的pH 值和水中有毒元素的含量对农作物和土壤的影响。

灌溉水的温度应适宜。在我国北方，以 10—15℃为宜；在南方的水稻生长区，以 15—25℃为好，温度过低或过高，对作物生长都不利。我国北方地下水的温度，一般都偏低，可将水取出后引入地表水池晾晒或用加长渠道等措施来提高水温。这样做，还能使水中对作物生长不利的低氧化物（特别是氧化铁）发生氧化。利用温泉水灌溉时，也可用这种方法降温后再灌溉。

灌溉用水的矿化度不能太高，一般以不超过 1.7g/L 为宜；若大于 1.7g/L，则应视作物种类和所含盐类成分而定。不同作物有不同的耐盐性。例如，在华北平原灌溉矿化度小于 1g/L 的水，一般作物生长正常；灌溉矿化度为 1—2g/L 的水，水稻、棉花生长正常，小麦受抑制；灌溉矿化度达 5g/L 的水，且水量充足时，水稻可以生长，棉花受显著抑制，小麦不能生长；矿化度达 20g/L 的水，作物不能生长，只能生长少量耐盐牧草。此外，用矿化水灌溉的效果，还与耕作层土壤性质有关。透水性弱、排水困难的土壤比透水性强的效果差。

水中所含盐类成分不同，对作物有不同的影响。对作物生长最有害的是钠盐，尤以 Na_2CO_3 危害最大，它能腐蚀农作物根部，使作物死亡，还能破坏土壤的团粒结构。其次为 NaCl，它能使土壤盐化，变成盐土，使作物不能正常生长，甚至枯萎死亡。对于易透水的土壤来说，钠盐的允许含量一般为：Na_2CO_3，1 g/L；NaCl，2 g/L；Na_2SO_4，5 g/L。如果这些盐类在土壤中同时存在，其允许含量应更低。水中有些盐类对作物生长并无害处，例如 $CaCO_3$ 和 $MgCO_3$。还有一些盐类不但无害，而且还有益，例如硝酸盐和磷酸盐，具有肥效，有利于作物生长。

水中含盐分的多少和盐类成分对作物的影响受许多因素的控制，如气候条件、土壤性质、潜水位埋深、作物种类和生育期，以及灌溉方法、制度等。因此，对水中有害盐分的允许含量规定出适于各种条件的统一标准是困难的。

农田灌溉用水的水质，不仅应考虑对作物生长有无影响，还应注意不要造成环境污染。特别是城市郊区，常用废水作为灌溉水源，对水质必须严格限制。

为了保护人体健康，维护生态平衡，促进经济发展，我国制订了国家《农田灌溉水质标准》[1]（见表 9—3），评价时可以作为依据。

二、农田灌溉水质评价方法

在 50 及 60 年代，我国常用原苏联的灌溉系数评价法，后来又用美国的钠吸附比的方法。近来，北方多采用河南省地矿局提出的盐度、碱度评价法。

钠吸附比值（A）的计算公式为：

---

[1] 黎青宁等，《水质标准汇编》，1987 年 5 月，北京。

表 9—3　我国农田灌溉水质标准

（含量单位为mg/L）

项　　目	连续灌溉	间歇灌溉
水温	≤35℃	≤35℃
pH 值	5.5—8.5	5.5—8.5
全盐量	≤1 000（非盐碱土地区） ≤2 000（盐碱土地区）	≤1 500（非盐碱土地区） ≤2 000（盐碱土地区）
氯化物	≤200	≤200—300
硫化物	≤1	≤1
汞及其化合物	≤0.001	≤0.001（农田） ≤0.005（林木、苗圃）
镉及其化合物	≤0.002（轻度污染灌区①） ≤0.005	≤0.003（轻度污染灌区） ≤0.01 ≤0.05（林木苗圃）
砷及其化合物	≤0.05（水稻） ≤0.1（旱田）	≤0.1（水田） ≤0.5（旱田及苗圃林木）
六价铬及其化合物	≤0.1	≤1.0
铅及其化合物	≤1.0	≤5.0
铜及其化合物	≤1.0	≤1.0（土壤 pH<6.5） ≤3.0（土壤 pH>6.5）
锌及其化合物	≤2.0	≤3.0（土壤 pH<6.5） ≤5.0（土壤 pH>6.5）
硒及其化合物	≤0.02	≤0.02
氟化物	≤2.0（北方） ≤3.0（南方）	≤3.0（北方②） ≤4.0（南方）
氰化物	≤0.5（土层<1m） ≤1.0	≤0.5（土层<1m） ≤1.0
石油类	≤10.0	≤10.0
挥发性酚	≤1.0（土层<1m 地区） ≤4.0	≤1.0（土层<1m 地区） ≤4.0
苯	≤2.5（土层<1m 地区） ≤5.0	≤2.5（土层<1m 地区） ≤5.0
三氯乙醛	≤0.5（小麦） ≤1.0（水稻，玉米，花生，大豆）	≤0.5（小麦） ≤1.0（水稻，玉米，花生，大豆）
丙烯醛	≤0.5	≤0.5
硼	0.3—1（敏感作物） 1—2（抗性较强作物） 2—4（抗性强作物）	0.3—1（敏感作物） 1—2（抗性较强作物） 2—4（抗性强作物）

①轻度污染灌区指污染物含量超过土壤本底上限者，但农作物残留不超过农作物本底上限。

②以长江为界，长江以北为北方，长江以南为南方。

$$A=\frac{Na^{+}}{\sqrt{\frac{Ca^{2+}+Mg^{2+}}{2}}}$$

式中，Na^{+}、Ca^{2+}、Mg^{2+}表示各离子在每升水中的毫克当量数（等于 mol/L×离子价数）。

当$A>20$时，为有害的水；当$A=15—20$时，为有害边缘水；当$A<8$时，为相当安全的水。

因钠吸附比值仅反映了钠盐，应用时，还应与全盐量结合进行评价，但颇为烦琐。

我国河南省地矿局水文地质队提出的盐度、碱度的评价方法，目前已被广泛采用。其评价指标见表 9—4 和表 9—5。该方法将灌溉水质对农作物和土壤的危害分为以下四种类型：

表 9—4　灌溉用水水质评价指标

危害类型	评价指标值 ＼ 水质类型	好　水	中等水	盐碱水	重盐碱水
盐　害	碱度为零时盐度（meq/L）①	<15	15—25	25—40	>40
碱　害	盐度小于 10 时碱度（meq/L）	<4	4—8	8—12	>12
综合危害	矿化度（g/L）	<2	2—3	3—4	>4
灌溉水质评价		长期浇灌对主要作物生长无不良影响，还能把盐碱地浇成好地	长期浇灌或灌溉不当时，对土壤和主要作物有影响，但合理浇灌能避免土壤发生盐碱化	灌溉不当时，土壤盐碱化，主要作物生长不好。必须注意浇灌方法，使用得当，作物生长良好	浇灌后土壤迅速盐碱化，对作物影响很大，即使特别干旱时，也尽量避免过量使用
说　明		1. 本指标适用于非盐碱化土壤。已盐碱化土壤可视盐碱化程度调整使用 2. 本表根据豫东地区主要作物，如小麦、高粱、玉米、棉花、黄豆等被灌溉后的反映程度确定的			

①meq/L 表示毫克当量/升，是过去常用的浓度单位，它除以离子价数，即等于 mol/L（下同）。

表 9—5　盐碱害类型双项灌溉水质评价指标

盐　度	碱　度	水质类型
10—20	4—8 >8	盐碱水 重盐碱水
20—30	<4 >4	盐碱水 重盐碱水
>30	微　量	重盐碱水

1. 盐害：主要指氯化钠和硫酸钠这两种盐分对农作物和土壤的危害。一般，在农作物

的根、茎内的水分中含盐量很低。当用含这两种盐的高矿化水灌溉以后，由于渗透压的存在，灌溉水中高浓度的盐分会向作物内的低浓度方向迁移，而作物内的水则向高浓度（灌溉水）方向运移。农作物因此枯萎死亡。或在阳光作用下使盐分积累在作物的茎叶表面上，使农作物不能正常生长。常用这种水灌溉，还可使土壤变成不宜于作物生长的盐土。

水质的盐害程度，可用盐度表示。盐度，就是液态下氯化钠和硫酸钠的最大危害含量（单位为 meq/L）。其计算方法为：

当 $rNa^+ > rCl^- + rSO_4^{2-}$ 时，盐度 $= rCl^- + rSO_4^{2-}$；

$rNa^+ < rCl^- + rSO_4^{2-}$ 时，盐度 $= rNa^+$

2. 碱害：也称苏打害，主要是指碳酸钠和重碳酸钠对农作物和土壤的危害。因为这种盐能腐蚀农作物的根部，使作物外皮形成不溶性腐殖酸钠，造成作物烂根，以致死亡。此外，水中钠离子易与土粒表面吸附的钙、镁等离子交换，形成富含吸附钠离子的碱土。碱土不具团粒结构，透水性和透气性都很差，干时坚硬、龟裂，湿时很粘，不适于农作物生长。

水质的碱害程度用碱度表示。碱度就是液态下重碳酸钠的危害含量（meq/L）。其计算公式为：

$$碱度 = (rHCO_3^- + rCO_3^{2-}) - (rCa^{2+} + rMg^{2+})$$

如计算结果为负值时，则以盐害为主。

3. 盐碱害：即盐害与碱害共存。当盐度大于 10，并有碱度存在时，即称为盐碱害。这种危害，一方面能使土壤迅速盐碱化，另一方面又对农作物的根部有很强的腐蚀作用，使农作物死亡。

4. 综合危害：除盐害碱害外，水中的氧化钙、氧化镁等其他有害成分与盐碱害一起对农作物和土壤产生的危害，称为综合危害。综合危害的程度主要决定于水中所含各种可溶盐的总量，所以用矿化度（g/L）来说明。

评价的指标如表 9—4 所示。如果只有盐害和碱害的水，可按表 9—5 所规定的指标评价。应当指出，表中所列指标是根据河南省豫东地区条件试验得出的；将其运用到其他地区时，应结合具体条件加以修正。

三、灌溉水质肥效的评价

地下水中所含的盐类成分不完全是有害的，有的成分是农作物所必需的。例如氮化物和磷化物，特别是氮化物，在适宜的条件下它在地下水中的含量可以很高。用这种水灌溉时，可以起到肥效的作用，既供水又供肥，具有明显的增产效果，因而称之为肥水。据西北水土保持生物土壤研究所的资料，关中地区肥水的硝态氮含量一般为 15×10^{-6}—100×10^{-6}；就是说，50×10^4kg 水中含有 7.5—50kg 氮素。每亩地浇一次水，如以 50m³ 计，就相当于施 0.75—5kg 氮肥。据陕西关中地区统计，用肥水灌溉，小麦可增产 23%—116%，玉米增产 37%—100%，谷子增产 48%—124%，棉花增产 30%。有的地区，地下水中的含氮量远远超过上述数值，最高可达 200×10^{-6}—450×10^{-6}。

一般认为，地下水中硝态氮的含量达到 15×10^{-6}时，可称为肥水。硝态氮含量愈高，肥效愈好。但是，当硝态氮含量高时，往往水中其他有害盐类也相应地增多，又有对作物危害的一面。因此，对肥水评价时，不能简单地仅依据水中含氮量的多少为指标，还必须考

虑水中伴生盐类对作物的影响。为了充分利用肥源，对于含氮高、其它有害盐类含量也高的水，还可以与淡水混合使用，以达到既降低其它盐类的浓度又能满足肥水标准的目的。

为了反映肥效与有害盐类的关系，常用肥盐比的指标来评价。肥盐比就是硝态氮含量与全盐量的比值。河南省的资料认为：硝态氮含量高、肥盐比大于0.1的水为优质水；硝态氮含量中等，肥盐比为0.1—0.01的水为好的水；硝态氮含量较低，肥盐比为0.01—0.005的水为可用的水，需掺入淡水稀释；硝态氮含量低，肥盐比小于0.005的水，一般不宜使用。

目前，对肥水的评价尚无统一标准，中国科学院河南地理研究所提出的中性或弱碱性土壤地区的肥水评价标准（表9—6），可供参考。表中盐度按下列情况分别计算。

表9—6 肥水水质评价标准表

评价标准 / 肥水类型	硝态氮 (mg/L)	矿化度 (g/L)	$Na_2CO_3=0$ 盐度 (meq/L)	肥水水质评价（不掺淡水情况）
优质水	15—50	<2	<15	长期灌溉无盐碱化威胁，肥效能充分发挥作用，适宜各种作物的各生长阶段
良好水	15—100	2—4	15—25	硝态氮含量的低值及低矿化度和低盐度，在渗透性差的土壤上长期灌溉可能有轻度集盐；合理利用，土壤不会出现盐碱化现象，作物生长良好，大多数粮食作物（除幼苗期或对盐害敏感的作物需慎重外）均可灌溉，但肥效不能充分发挥
可用的水	15—150	4—5	25—40	在盐碱化地区，对盐害敏感作物及幼苗期，灌后可能出现死亡现象；播种前灌溉会抑制作物出苗，肥效发挥受到较大抑制；若采用防止盐碱化的综合农业技术措施，合理利用，即使有盐碱化威胁地区，作物仍可较好地生长，非盐碱化地区也可以避免土壤盐碱化发生；反之，利用不合理，也会产生严重后果
不合格水	15—150以上	>5	>40	一般不能直接利用，灌溉后可能使土壤盐分迅速累积，肥效受到严重抑制，掺淡水后仍可利用，但掺淡水后应按改变后的肥水水质进行评价

（1）当 $Na^+>NO_3^-$ 时：

$Na^+<(NO_3^-+Cl^-)$，有 $NaCl$、$MgCl_2$ 或 $CaCl_2$ 存在时，则盐度 $=Cl^-$；

$Na^+>(NO_3^-+Cl^-)$，有 $NaCl$、Na_2SO_4 存在时，则盐度 $=Na^+-NO_3^-$；

$Na^+>(NO_3^-+Cl^-+SO_4^{2-})$，有 $NaCl$、Na_2SO_4 及 $NaHCO_3$ 存在时，则盐度 $=Cl^-+SO_4^{2-}$（此时要考虑碱害）；

（2）当 $Na^+<NO_3^-$ 时，有 $MgCl_2$ 或 $CaCl_2$ 存在，盐度 $=Cl^-$。水中无残余碳酸钠存在时，主要为盐害；当存在残余碳酸钠，且盐度小于10时，主要为碱害；当盐度小于10，又有残余碳酸钠存在时，盐害、碱害皆有。

在运用上述标准评价肥水水质时，会出现硝态氮、矿化度及盐度三项指标不能同时满足的情况，那就应在满足肥效含氮量的前提下，掺淡水降低矿化度及盐度，以满足用水要求。如果掺淡水后，含氮量达不到肥效要求，则不能当作肥水看待。

§4 矿泉水的水质评价

泉水中的某些特殊矿物盐类、微量元素或某些气体含量达到某一标准或具一定温度时，使泉水具有特殊的用途时，称其为矿泉水。它是一种宝贵的地下矿产资源。按矿泉水的用途，可分为三大类，即工业矿水、医疗矿水和饮用矿泉水。近年，我国在许多地方发现了许多矿泉水，特别是饮用矿泉水，在国、内外均有很好的销售市场。为了确保人民的身体健康和利益，为了使矿泉水的勘探和开发有所遵循，必须研究和制定国家统一的评价标准。本节主要介绍饮用天然矿泉水的水质评价标准。

一、饮用矿泉水水质评价标准

饮用矿泉水，系指可以作为瓶装饮料的天然矿泉水。它必须是深处地下水的天然露头或人工开发的深层地下水源；水中必须含有有益于人体健康的一种或几种化学成分，如游离二氧化碳、偏硅酸、锂、锶、……等。根据《中华人民共和国饮用天然矿泉水标准》(GB8537-87）规定，饮用矿泉水的特殊化学组分的界限指标如表 9—7 所示。

表 9—7 饮用天然矿泉水特殊化学组分的界限指标

项　目	指标（mg/L）
锂	≥0.2
锶	≥0.2
锌	≥0.2
溴	≥0.1
碘	≥0.2
偏硅酸	≥25
硒	≥0.01
游离二氧化碳	≥250
矿化度	≥1000

凡符合上表中各项指标之一者，可称为饮用天然矿泉水。但锶含量在 0.2—0.4mg/L 范围和偏硅酸含量在 25—30mg/L 范围，各自都必须具有水温 20℃以上或水的同位素测定年龄在 10a 以上的附加条件，方可称为饮用天然矿泉水。

具有上述特殊成分的水虽对人体健康有益，但是水中的其他成分和物理性质均不能对人体有害。因此，做水质评价时还要结合饮用水的卫生标准进行。在国家标准中，作了以下几方面的规定。

(1) 对感官性状，要求与生活饮用水卫生标准（GB5749-85）中的要求相同，并允许有极少量的天然矿物盐类沉淀。微生物限量指标，也同上述“GB5749-85”中的规定。

(2) 某些元素和组分的限量指标，如表 9—8 所示。由表可见，本标准大都是饮用水标准规定的限量，仅个别几项的允许含量超过了饮用水标准。因为这些标准都是根据动物实

验制定的，有的是根据对人群地方病的观测统计资料制定的。然而，人体本身所含的化学成分，特别是微量元素是和当地的地质背景、水质及食物来源呈正相关关系的。若当地缺失或含有过量的某种化学成分时，就很可能导致地方病的发生。因此，在考虑这一因素及人体健康的前提下，饮用矿泉水的化学成分及其限值是不完全同于生活饮用水水质标准的。例如氟的含量，我国饮用水标准中定为小于 1mg/L，世界卫生组织定为<1.5mg/L。适量的氟对人体是有益的，高氟区和低氟区都有地方病发生。在某些情况下，氟可作为判识矿泉水的标志元素。法国维希矿泉水的氟超过 3mg/L，意大利出售的饮料矿泉水中也有高达 2—2.4mg/L 者。因此，本标准规定氟的限量为<2.5mg/L。含氟量高的矿泉水，低氟地区的人饮用是很有好处的；高氟地区的人就不宜购买这种矿泉水。

表 9－8　某些元素和组分的限量指标

组　　分	指标（mg/L）	组　　分	指标（mg/L）
锂	<5	汞	<0.001
锶	<5	银	<0.05
碘	<1	硼（以 H_3BO_3 计）	<30
锌	<5	硒	<0.05
铜	<1	砷	<0.05
钡	<5	氟化物（以 F^- 计）	<2.5
镉	<0.01	耗氧量（以 O_2 计）	<3.0
铬（Ⅵ）	<0.05	硝酸盐（以 NO_3^- 计）	<45
铅	<0.05	镭-226	<1.1（Bq/L）

（3）污染物指标不得超过表 9－9[1] 所规定的标准，比一般饮用水标准要求更严格，因为它直接用于饮用。

表 9－9　污染物限量指标

项　　目	指　　标（mg/L）
酚类化合物（以苯酚计）	<0.002
氰化物（以 CN^- 计）	<0.01
亚硝酸盐（以 NO_2^- 计）	<0.005
总 β 活性	<1.5　　（Bq/L）

二、饮用矿泉水水质评价原则

为了确保饮用矿泉水的质量和产量，在进行水质评价时，必须以国家规定的标准为依据。本标准中没有规定的某些成分，则应参照一般饮用水标准评价。当两者的规定有矛盾时，则以饮用矿泉水的标准为准。在评价过程中，还要结合饮用矿泉水产地的地质、水文地质条件和动态观测资料进行论证。例如矿化度，一般饮用水标准规定<1000mg/L，而>1000mg/L 正是矿泉水的重要标志之一，其上限又未作规定。只要其他有害成分均未超标，则其上限以人们可口为宜。氯化物的含量，饮用水标准中为<250mg/L，矿泉水标准中未作

[1] 表 9—7、9—8、9—9 取自朱宛华：《你想知道矿泉水吗?》，地震出版社，1992。

规定。国外有些矿泉水中其含量可以较高，如维希矿泉水含量达350mg/L，美国萨洛塔矿泉水含量高达760mg/L。氯化物对水的味道有影响，对配水系统管道有腐蚀作用。只要人们能接受，适当超过一般饮用水标准也是允许的。铁的含量，在饮用水标准中，规定为0.3mg/L，主要考虑是影响感官。但铁的存在，可表明形成矿泉水的地质、水文地质条件，是鉴别矿泉水的重要标志之一。因此，铁含量高于饮用水标准是可以的，国外有的矿泉水含量高达4.5mg/L。地质矿产部的标准中，铁的限值为5—10mg/L。在铁质矿泉水中，铁含量可大于10mg/L，而且在装瓶时还可做除铁处理，除铁后的水仍属天然矿泉水。硫酸盐的含量，在饮用水标准中为250mg/L，因为它对配水系统具有腐蚀作用，它和镁结合还会引起腹泻。但国外有些矿泉水中硫酸盐的含量很高，有的达1000mg/L。地质矿产部的标准认为，当矿泉水中镁含量小于80mg/L时，硫酸盐含量可大于400mg/L。

三、饮用矿泉水水质分类及命名

按水的pH值，可将矿泉水分为三类，即酸性水：pH<6；中性水：pH=6—7.5；碱性水：pH>7.5。

按矿化度可分为两类，即盐类矿泉水（矿化度大于1000mg/L）；淡矿泉水（矿化度≤1000mg/L）。

按主要阴离子成分，可分为三大类；再按主要阳离子成分，分为若干亚类。命名时，其主要阴阳离子含量的meq%大于25时才可参与命名。如：氯化-钠矿泉水，硫酸-钙、钠矿泉水；重碳酸、硫酸-钙、钠矿泉水等。

也可按特殊化学成分分类命名，如碳酸矿泉水（游离CO_2>1000mg/L），硅酸矿泉水（偏硅酸含量大于50mg/L）等。

表9 10 医疗热矿水标准

组　分	为决定地下水是否为医疗矿水的含量（g/L）	为决定矿水名称所需的最小含量（g/L）	医疗矿水名称
锂（Li^-）	0.001	0.005	锂水
锶（Sr^{2+}）	0.01	0.01	锶水
钡（Ba^{2+}）	0.005	0.005	钡水
锰（Mn^{2+}）	0.001	—	—
铁（Fe^{2+}）	0.010	0.010	铁水
氟（F^-）	0.002	0.002	氟水
溴（Br^-）	0.005	0.025	溴水
碘（I^-）	0.001	0.010	碘水
偏硼酸（HBO_2）	0.005	0.050	硼水
磷酸（H_3PO_4）	0.005		—
硅酸（H_2SiO_3）	0.025	0.075	硅水
重砷酸（$HASO_4^{-}$）	0.001	0.001	砷水
镭（Ra）	10^{-11}	$>10^{-11}$	镭水
氡（Rn）	3.5马海（ME）①	10马海	氡水
游离碳酸（CO_2）	0.250	0.750	碳酸水
总硫化氢（ΣH_2S）	0.001	0.010	硫化氢水

①1马海=3.64×10^{-10}Ci/L，Ci=3.7×10^{10}Bq，根据《地下热水普查勘探方法》，地质出版社，1973年。

四、医疗矿水水质标准

医疗矿水在我国也很普遍，但对其水质的研究还不够。现介绍两个标准可供参考，应以国家即将颁布的标准为依据。

（1）医疗热矿水水质标准：系国内70年代的标准，其内容见表9—10。

（2）中国医疗矿泉水分类修订方案，见表9—11。

表9—11　中国医疗矿泉水分类修订方案

分类	名称	矿化度（g/L）	主要成分		特殊成分
			阴离子	阳离子	
一	氡泉				Rn>3nCi/L
二	碳酸泉				游离 CO_2>1000mg/L
三	硫化氢泉				总硫量>2mg/L
四	铁泉				Fe^{2+}、Fe^{3+}　10mg/L 以上
五	碘泉				I^->5mg/L
六	溴泉				Br^->25mg/L
七	砷泉				As^+>0.7mg/L
八	硅酸泉				H_2SiO_3>50mg/L
九	重碳酸泉	>1	HCO_3	Na^+、Ca^{2-}、Mg^{2+}	
十	硫酸盐泉	>1	SO_4^{2-}	Na^+、Ca^{2-}、Mg^{2+}	
十一	氯化物泉	>1	Cl^-	Na^+、Ca^{2-}、Mg^{2+}	
十二	淡泉	<1			

注：1981年我国疗养专题会议上通过。《中华理疗》杂志，1982年3期。

该方案是在1981年召开的全国疗养专题学术会议上拟定的。

第十章　地下水资源量的计算与评价

地下水资源是指有使用价值的各种地下水量的总称，它属于整个地球水资源的一部分。地下水的使用价值包括水质和水量两个方面。它是否能成为有使用价值的资源，首先是由水质决定的。在水质符合利用要求的前提下，看其可资利用的数量有多少。因此，地下水资源评价，应同时进行水质和水量的评价。地下水量的计算和评价比水质评价复杂得多。一般所说的进行地下水资源评价，都是在水质符合要求的前提下，着重对水量进行评价。因此，将地下水的各种量也多称为资源。前章已经讲了水质评价，本章则讨论水量的计算和地下水资源评价。

供水水文地质勘察的主要任务之一就是要查明地下水的水质和水量，进行地下水资源评价。地下水量是处在地下水补给与排泄的动平衡中，是随着自然和人为因素的改变而变化的。特别是在大量开采地下水后，会引起地下水补给、排泄条件的改变，给地下水量的准确计算带来不少困难。这就迫使人们去研究不同的计算方法，同时，也出现了对地下水量描述的不同术语或不同分类。

§1　地下水资源的特点及分类

一、地下水资源的特点

地下水资源，既不同于矿产资源，也不同于地表水资源，有它自己的特点。主要有：

（1）可恢复性：当人工开采地下水时，在多数情况下，只要开采量不超过一定限度，虽然井附近的地下水位要降低，使地下水的储存量暂时减少，但只要停止开采，水位又可逐渐恢复原位，即地下水的储存量又得到了补充。这就是地下水的可恢复性，是与一般矿产资源的重要区别。固体矿产，开一点就少一点，没有恢复补偿性质，石油等液体矿产也是如此。地下水虽然可以不断得到补给和更新，开采后可以补充恢复，但也不是取之不尽、用之不竭的。如果大量超采，也会造成地下水资源的消耗甚至枯竭。

（2）活动性及与周围环境的密切联系性：由于地下水与周围环境（气候、水文条件及地质条件等）有密切的联系，所以大都具有流动或活动性，特别是与地表水联系得更加密切，常常可以互相转化。这种联系反映在含水层的平面和剖面边界条件上，包括地下水的补给和排泄条件。液体矿产虽然也有流动性，但往往要在开采时才表现出来。虽外部环境对其它矿产也有影响，但仅是在地质历史时代中反映出来。考虑到地下水的流动性，可用地下水的流量表示地下水的数量。由于人工开采地下水后，其边界条件可能发生变化，使地下水的流动状态改变，所以地下水的天然流量也不能完全反映地下水可被开采利用的数量。

（3）调节性（或储存量的可变性）：地下水在含水层中始终处在不断地补给和消耗的新旧交替过程中。补给和消耗量在不同年份或季节是不同的，特别是补给量随时间变化较大。当补给丰富、大于消耗时，含水层就把多余的水蓄集起来，使地下水的储存量增加；当补

给较少或暂时停止时，又可用储存的地下水维持消耗，使储存量减少。储存量的这种可变性，在地下水的补给、径流、排泄及开采过程中均起着调节作用。这种性质是其它矿产资源所不具备的。有的含水盆地具有相当大的调蓄能力，如山西娘子关泉域的调蓄能力有 $14\times10^8m^3$。利用这一性质，可以进行人工调蓄，增大开采量。

二、地下水资源量的分类

由于地下水资源具有可恢复性、活动性、调节性等特点，所以对地下水量的准确表达较困难，因而出现了许多不同的术语和分类。目前，这些术语和分类尚未能统一和完善，有待研究解决。现仅将常用的分类和术语概念简述于下。

50－60 年代，国内曾广泛采用H·A·普洛特尼科夫的地下水储量分类。他将地下水储量分为如下四类。

动储量：是指单位时间流经含水层（带）横断面的地下水体积，即地下水的天然流量；

静储量：是指地下水位年变动带以下含水层（带）中储存的重力水体积；

调节储量：是指地下水位年变动带内重力水的体积；

开采储量：是指用技术经济合理的取水工程能从含水层中取出的水量，并在预定开采期内不至发生水量减少、水质恶化等不良后果。

该分类在一定程度上反映了地下水量在天然状态下的客观规律，对我国当时地下水资源评价工作起过一定的作用。但它存在一些需要改进的缺点。

许多学者考虑到地下水量的特殊性，认为不宜用“储量”这个术语来描述地下水量，应改用“地下水资源”。有人将地下水资源分为天然资源和开采资源两大类，有人将其分为补给资源、储存资源和开采资源三大类，等等。另一些人认为，“资源”的含意应包括量和质两方面，单纯指水量时用资源来描述不合适，不如直接用地下水的各种量来表达。目前，我国较多的人主张将地下水资源量分为补给量、储存量和允许开采量（或可开采量）三类，既不用储量也不用资源，直接叫作地下水的各种量。下面将重点讨论这种分类。

补给量：是指天然状态或开采条件下，单位时间从各种途径进入该单元含水层（带）的水量。补给来源有降水渗入、地表水渗入、地下水侧向流入和垂向越流，以及各种人工补给。实际计算时，应按天然状态和开采条件下两种情况进行。实际上，许多地区的地下水都已有不同程度的开采，很少有保持天然状态的情况。因此，首先是计算现实状态下地下水的补给量，然后再计算扩大开采后可能增加的补给量。这后一种称为补给增量（或称诱发补给量、激发补给量、开采袭夺量、开采补充量等）。常见的补给增量由下列来源组成。

来自地表水的补给增量：当取水工程靠近地表水时，由于开采地下水，使水位下降漏斗扩展到地表水体，可使原来补给地下水的地表水补给量增大，或使原来不补给地下水，甚至排泄地下水的地表水体变为补给地下水。这就是开采时地表水对地下水的补给增量。

来自降水入渗的补给增量：由于开采地下水形成降落漏斗，除漏斗疏干体积增加部分降水渗入外，还使漏斗范围内原来不能接受降水渗入补给的地区（例如沼泽、湿地等），腾出可以接受补给的储水空间，因而增加了降水渗入补给量。此外，由于地下水分水岭向外扩展，增加了降水渗入补给面积，使原来属于相邻均衡地段（或水文地质单元）的一部分降水渗入补给量，变为本漏斗区的补给量。

来自相邻含水层越流的补给增量：由于开采含水层的水位降低，与相邻含水层的水位差增大，可使越流量增加，或使相邻含水层原来从开采含水层获得越流补给，变为补给开

采层。

来自相邻地段含水层的增加的侧向流入补给量：由于降落漏斗的扩展，可夺取属于另一均衡地段（或含水系统）地下水的侧向流入补给量。或某些侧向排泄量因漏斗水位降低，而转为补给增量。

来自各种人工增加的补给量：包括开采地下水后各种人工用水的回渗量增加而多获得的补给量。

补给增量的大小，不仅与水源地所处的自然环境有关。同时还与采水构筑物的种类、结构和布局，即开采方案和开采强度有关。当自然条件有利、开采方案合理、开采强度较大时，夺取的补给增量可以远远超过天然补给量。例如，在傍河地段取水，沿岸布井开采时，可获得大量地表水的入渗补给增量，并远大于原来的天然补给量，成为可开采量的主要组成部分。但是，开采时的补给增量也不是无限制的。从上述补给增量的来源可以看出，它无非是夺取了本计算含水层或含水系统以外的水量。从整个地下水资源的观点来看，邻区、邻层的地下水资源也要开发利用。这里补给量增加了，那里就减少了。再从“三水”转化的总水资源的观点考虑，如果河水已被规划开发利用，这里再加大开采强度，大量夺取河水的补给增量，则会减少了地表水资源。因此，在计算补给增量时，应全面考虑合理的袭夺，而不能盲目无限制地扩大补给增量。

计算补给量时，应以天然补给量为主，同时考虑合理的补给增量。地下水的补给量是使地下水运动、排泄、水交替的主导因素，它维持着水源地的连续长期开采。允许开采量主要取决于补给量。因此，计算补给量是地下水资源评价的核心内容。

储存量：是指储存在单元含水层中的重力水体积。潜水含水层的储存量，也称为容积储存量，可用下式计算：

$$W=\mu \cdot V$$

式中：W ——地下水的储存量（m^3）；

μ ——含水岩石的给水度（小数或百分数）；

V ——潜水单元含水层的体积（m^3）。

承压含水层除了容积储存量外，还有弹性储存量，可按下式计算：

$$W_{弹}=\mu^{*} \cdot F \cdot h$$

式中：$W_{弹}$——承压水的弹性储存量（m^3）；

μ^{*} ——贮水（或释水）系数（无因次）；

F ——单元承压含水层的面积（m^2）；

h ——承压含水层自顶板算起的压力水头高度（m）。

由于地下水的水位常常是随时间而变化的，地下水储存量也随时而异。这是由于地下水的补给与排泄不均衡而引起的。地下水的储存量在地下水的运动交替和地下水开采过程中起着调节作用。在天然条件下，地下水的储存量呈周期性的变化，主要有年周期，还有不同长短的多年周期。一般应当计算一年内最大储存量和最小储存量。在开采条件下，如果开采量不大于补给量，储存量仍呈周期性变化；在开采量超过补给量时，就由储存量来补偿这部分超过的开采量，使储存量出现逐年减少的趋势性变化。

有人将一定期限内的最小储存量称为永久储存量或静储量。它是在一定周期内不变的储存量。最大与最小储存量之差称为暂时储存量，相当于调节储量。在地下水径流微弱的

地区，暂时储存量的数量可以很大，几乎接近补给量，可以将它作为允许开采量。在一般情况下，计算允许开采量时不能考虑永久储存量。如果动用了它，就会出现区域地下水位逐年持续下降的趋势，导致地下水源枯竭。但是，如果永久储存量很大（如含水层厚度大、分布又广的大型贮水构造），每年适当动用一部分永久储存量，使在100年或50年内总的水位降不超过取水设备的最大允许降深也是可以的。例如，美国得克萨斯州高平原地下水源地，主要是消耗静储量来维持开采，据计算，可持续开采40—50年。

允许开采量（或可开采量）：是指通过技术经济合理的取水构筑物，在整个开采期内出水量不会减少、动水位不超过设计要求、水质和水温变化在允许范围内、不影响已建水源地正常开采、不发生危害性环境地质现象等前题下，单位时间内从该水文地质单元或取水地段开采含水层中可以取得的水量。其常用的流量单位为 m^3/d 或 m^3/h 或 m^3/a 等。简言之，允许开采量就是用合理的取水工程能从含水层中取得出来，还不会引起一切不良后果的最大出水量。

允许开采量与开采量是不同的概念。开采量是指目前正在开采的水量或预计开采量，它只反映了取水工程的产水能力。开采量不应大于允许开采量；否则，会引起不良后果。允许开采量的大小，是由地下水的补给量和储存量的大小决定的；同时，还受技术经济条件的限制。为了说明这一关系，有必要分析开采量的组成。

地下水在开采以前，由于天然的补给、排泄，形成了一个不稳定的天然流场。雨季补给量大于消耗量，含水层内储存量增加，水位抬高，流速增大；雨季过后，消耗量大于补给量，储存量减少，水位下降，流速减小。补给与消耗总是这样不平衡的发展着，形成一个不稳定的天然流场。这种不平衡的发展过程，具有年和多年的周期性。从一个周期的时间来看，这段时间的总补给量和总消耗量是接近相等的；如果不相等，则含水层中的水就会逐渐被疏干，或者水会储满含水层而溢出地表。

在人工开采地下水时，增加了一个经常定量的地下水排泄点，改变了地下水的天然排泄条件，即在天然流场上又叠加了一个人工流场。这既破坏了补给、消耗之间的天然动平衡，又力图建立新的、开采状态下的动平衡。在开采最初阶段，由于增加了一个人工开采量，必须减少地下水的储存量，使开采地段水位下降形成一个降落漏斗。随漏斗扩大，流场发生了变化，使天然排泄量减少，促使补给量增加，　即为补给增量。在开采状态下，可以用下面水均衡方程表示：

$$(Q_{补}+\Delta Q_{补})-(Q_{排}-\Delta Q_{排})-Q_{开}=-\mu F\frac{\Delta h}{\Delta t}$$

式中：$Q_{补}$——开采前的天然补给量（m^3/d）；

$\Delta Q_{补}$——开采时的补给增量（m^3/d）；

$Q_{排}$——开采前的天然排泄量（m^3/d）；

$\Delta Q_{排}$——开采时天然排泄量减少值（m^3/d）；

$Q_{开}$——人工开采量（m^3/d）；

μ——含水层的给水度；

F——开采时引起水位下降的面积（m^2）；

Δt——开采时间（d）；

Δh——在 Δt 时间段内开采影响范围内的平均水位降（m）。

由于开采前的天然补给量与天然排泄量在一个周期内是近似相等的，即$Q_{补}\approx Q_{排}$，所以上式可简化为：

$$Q_{开}=\Delta Q_{补}+\Delta Q_{排}+\mu F\frac{\Delta h}{\Delta t}$$

这个方程表明，开采量实质上是由三部分组成的，即：

（1）增加的补给量（$\Delta Q_{补}$），也就是开采时夺取的额外补给量，可称为开采夺取量；

（2）减少的天然排泄量（$\Delta Q_{排}$），如开采后潜水蒸发消耗量的减少、泉流量减少甚至消失、侧向流出量的减少等。这部分水量实质上就是由取水构筑物截获的天然补给量，可称为开采截取量。它的最大极限等于天然排泄量，接近于天然补给量；

（3）可动用的储存量（$\mu F\frac{\Delta h}{\Delta t}$），是含水层中永久储存量所提供的一部分。

明确了开采量的组成，就可以按各个组成部分来确定允许开采量。允许开采量中补给增量部分，只能合理地夺取，不能影响已建水源地的开采和已经开采含水层的水量；地表水的补给增量，也应从总的水资源考虑，统一合理调度。

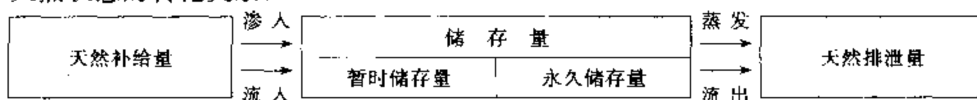
允许开采量中减少的天然排泄量，应尽可能地截取，但也应考虑已经被利用的天然排泄量。例如，有的大泉是风景名胜地。由于增加开采后泉的流量可能减小，甚至枯竭，破坏了旅游景观，这也是不允许的。截取天然补给量的多少与取水构筑物的种类、布置地点、布置方案及开采强度有关。如果开采方案不佳，则只能截取部分天然补给量。只有选择最佳开采方案及开采强度，才能最大限度地截取天然补给量。因此，在计算允许开采量时，只要天然排泄量尚未加以利用，就可以用天然补给量或天然排泄量作为开采截取量。

允许开采量中可动用的储存量，应慎重确定。首先要看永久储存量是否足够大，再看现时的技术设备最大允许降深是多少，然后算出从天然低水位至区域允许最大降深动水位这段含水层中的储存量，按100年或50年平均分配到每年的开采量中，作为允许开采量的一部分。

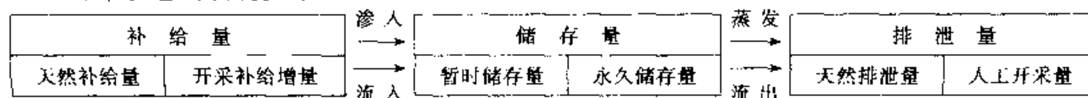
三、地下水量之间的关系

上述地下水各种量之间是相互联系的，并且是不断转化、交替的。永久储存量或叫静储量是指储存水的那部分空间体积始终在含水，并不是说那部分水是永久储存不变的。它仍然会转化为排泄的水流走，再由补给来的水补充，同样参加水循环。只有极少数在特殊条件下形成的地下水，如处在封闭构造中的沉积水，才没有补给、排泄量，而只有静储量。大多数自然条件下的地下水都是由补给量转化为储存量，储存量又转化为排泄量，处在不断的水交替过程中。在开采条件下所取出来的水，都是由储存量中转化来的。由于储存量的减少，可以夺取更多的补给量来补充；同时，又截取了部分天然补给量，则使天然排泄量减少。各量之间的关系可用下面形式表示。

天然状态的转化关系：



开采状态的转化关系：



各种量的数量关系为：

$$Q_{天补}-Q_{天排}=\Delta Q_{储}$$

若在均衡周期内，则 $\Delta Q_{储}\to 0$，上式变为：

$$Q_{天补}\approx Q_{天排}$$

在开采状态下：$Q_{实开}=\Delta Q_{补}+\Delta Q_{排}+\Delta Q_{储}$

$$Q_{允开}=\Delta Q'_{补}+\Delta Q_{排}+\Delta Q'_{储}$$

或 $Q_{允开}=\Delta Q'_{补}+\Delta Q'_{天补}+\Delta Q'_{储}$

式中：$Q_{天补}$——天然补给量； $Q_{天排}$——天然排泄量；
$\Delta Q_{储}$——储存变化量； $Q_{实开}$——实际开采量；
$Q_{允开}$——允许开采量； $\Delta Q_{补}$——补给增量；
$\Delta Q_{排}$——减少的排泄量； $\Delta Q'_{补}$——合理的开采夺取量；
$\Delta Q'_{储}$——可动用的储存量； $Q'_{天补}$——截取的天然补给量。

由于开采量与补给量的不同关系，可出现三种开采动态类型水源地：①稳定型：任何时间 $Q_{开}\leqslant Q_{天补}+\Delta Q_{补}$；②调节型：雨季开采量小于总补给量，而旱季开采量可大于总补给量，但在一年或数年期间，累计总开采量仍应小于总补给量，即未动用储存量；③消耗型：开采量大于总补给量，须动用消耗储存量。

§2 计算地下水允许开采量的主要方法

计算地下水的允许开采量是地下水资源评价的核心问题。计算允许开采量的方法，也称为地下水资源评价方法。允许开采量的大小，主要取决于补给量，还与开采的经济技术条件及开采方案有关。由于水文地质条件的差异及不同勘察阶段取得的水文地质资料丰富程度不一，以及对成果的要求精度不同，可采用不同的计算方法。

目前，已有计算方法约二三十种。依据不同原则，学者们对众多计算方法作了多种分类。本教材根据计算方法的主要理论基础、所需资料及适用条件，选用了表 10—1 的分类。在实际勘查中，可据具体条件，选择一种或几种方法进行计算与评价，以相互比较论证与择优。因学时所限，下面只从前三类中择几种常用方法加以介绍。第四类的方法原理将在第三篇中予以介绍。欲全面了解，请参阅水文地质手册及地下水资源评价等书籍。

一、主要以渗流理论为基础的方法

仅介绍解析法与数值法。

（一）解析法

计算地下水资源的解析法，就是用地下水动力学中解析解的公式来计算求得允许开采量的方法。此法在理论上是较严密、精确的。只要介质条件、边界条件和取水条件符合选用公式的假定条件，则计算出来的开采量便是既能取得出来、又有补给保证的水量（稳定流），或可以预报出该条件下开采时的水位变化情况（非稳定流）。

但此法在实际运用中也有困难，尽管各种不同条件下的公式很多，但完全符合公式中假定条件的情况却是较少的。例如：介质条件要求均质或简单的非均质，而自然条件常是复杂的非均质；边界条件假定是无限、直线、或简单的几何形态，而自然界常是复杂的边界；补给条件在自然界常是随时间而变化的，在解析法的公式中却难于反映，只能简化为

均匀连续的补给，等等。由于实际情况不能完全符合公式的假定条件，所以使严密、准确的解析解也变为近似的了。

表 10—1 地下水资源评价方法分类表①

评价方法分类	主要方法名称	所需资料数据	适用条件
以渗流理论为基础的方法	解析法	渗流运动参数和给定边界条件、起始条件	含水层均质程度较高，边界条件简单，可概化为已有计算公式要求模式
	数值法（有限元、有限差、边界元等），电模拟法	一个水文年以上的水位、水量动态观测或一段时间抽水流场资料	含水层非均质，但内部结构清楚，边界条件复杂，但能查清，对评价精度要求较高，面积较大
	泉水流量衰减法	泉动态和抽水资料	泉域水资源评价
以观测资料统计理论为基础的方法	水力削减法	需抽水试验或开采过程中的动态观测资料	岸边取水
	系统理论法（黑箱法），相关外推法，Q-S 曲线外推法，开采抽水试验法		不受含水层结构及复杂边界条件的限制，适于旧水源地或泉水扩大开采评价
以水均衡理论为基础的方法	水均衡法，单项补给量计算法，综合补给量计算法，地下径流模数法，开采模数法	需测定均衡区内各项水量均衡要素	最好为封闭的单一隔水边界，补给项或消耗项单一，水均衡要素易于测定
以相似比理论为基础的方法	直接比拟法（水量比拟法），间接比拟法（水文地质参数比拟法）	需类似水源地的勘探或开采统计资料	已有水源地和勘探水源地地质条件和水资源形成条件相似

①据廖资生、余国光等分类，略加修改。原分类见：北方岩溶水源地的基本类型和资源评价方法的选择，《中国岩溶》，1990 年第 2 期。

实际上，除少数情况下（如有河流补给的岸边取水水源地、无垂向补给的大面积承压水及边界简单的水源地等），可以直接运用解析公式计算允许开采量以外，常常是用解析公式计算出开采量（只反映产水能力），再用水均衡法计算补给量来论证其保证程度。

1. 如何选择公式

地下水动力学中介绍了许多井流公式，选用时应考虑以下几方面。

根据地下水开采动态类型或从水文地质条件分析，判定是采用稳定流公式还是非稳定流公式。自然界大都是非稳定流，但在就地补给条件较好的地区，有似稳定流出现时，选用稳定流公式计算，既简便，又可得到较好的成果。例如在有地表水补给的河谷地区，或在降水丰富、补给条件又好的地区，均可用稳定流公式计算。

考虑地下水类型，含水介质性质和边界条件，选择承压水井还是潜水井的公式。依据均质还是非均质，无限边界还是有限边界，有无渗入补给和越流补给等，分别选用不同的公式。

根据拟定的开采方案选用相应的公式。考虑取水构筑物的类型、结构、布局、井距等，一般尽量采用完整井互相干扰的稳定流或非稳定流公式计算。也可以采用开采强度法，即概化为单位面积的开采量。

现有的各种公式，在有关手册上均能查到。尽管已有很多公式，但还不能完全满足实际的需要。在工作中，可以根据实际情况，运用水动力学的基本原理，研究出新的公式来。

2. 计算步骤

首先，通过勘探试验或实验取得计算所需的各种参数，如渗透系数 K、含水层厚度 M、导水系数 T、重力给水度 μ 和弹性给水度（或释水系数）μ'、水头分布 H 等。

其次，拟定开采方案，确定计算公式。可先初步布井，计算后再调整，还可以进行几个方案比较，择优录用。

然后，计算开采量，检查水位降。一种方法是计算干扰条件下设计降深的单井出水量，加起来的总和便是开采量。如果是非稳定流，则应计算在一定开采量的条件下中心区水位降深的发展情况，做出一定降深的水位预报。另一种方法是将需水量分配到各个井，再计算几个控制点的水位降深。若水位降深不均匀，则调整各井的开采量，再计算水位降深；或修改布井方案，反复计算，直到每个井的取水能力已充分发挥，各点的水位降又不超过允许下降值时为止。经过反复调整计算，选出最佳方案。

最后进行评价。如果计算时已考虑了补给条件，则最后计算出来的开采量便是既取得出来，又有补给保证的允许开采量（稳定型或调节型开采动态），或者是有一定开采期限的可开采量。如果计算时未考虑补给条件，则应再计算该区地下水的补给量，论证开采量的保证程度。还应评价开采后是否会引起环境地质等问题。

3. 实例

据冶金部西安勘察公司韩昌彬等资料，勘察区位于内蒙古高原的低山丘陵河谷地带，气候干燥，平均年降水量为 222mm，集中在 7、8、9 三个月内。河谷宽约 500m。除雨季外，河床常年干枯。河谷内第四系砂砾石含水层平均厚 17m，地下水埋深 2m，主要由降水和地表水补给。两侧和底部均为岩浆岩。勘探孔和试验孔的布置如图 10—1 所示。开采方案是沿河谷中心布置 9 口井，井距约 1km。其布局和映射见图 10—2。

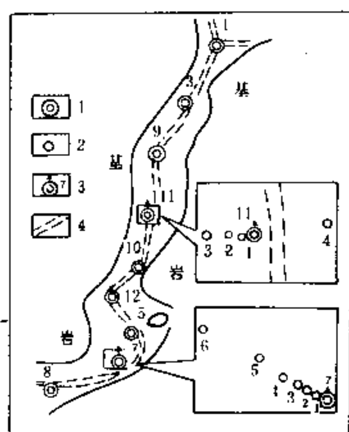


图 10—1　试验场和开采井位置图

1—开采井及编号；2—观测井及编号；3—非稳定流试验井；4—河道

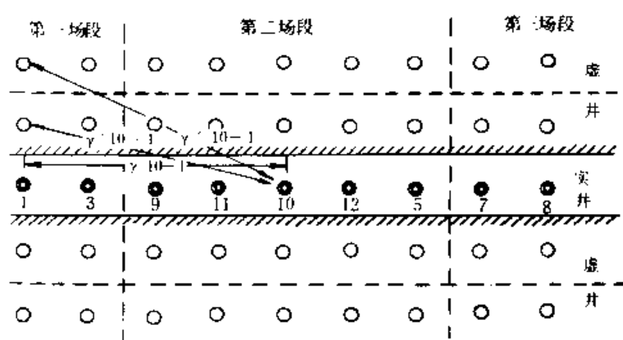


图 10—2　平行边界映射井示意图

据勘探试验资料算出井群的总出水量约为5000m³/d。在这样的开采条件下，在整个旱季（无降水和河水补给），中心区水位下降多少。

步骤1：水文地质条件概化、根据勘探试验取得的各种参数、对水文地质条件进行如下概化。

介质条件：由于含水层沿河方向的不均匀性，可分为三个场段，采用不同的参数，如表10—2所示。

表10—2　各段参数及井的出水量

<table>
<tr><td rowspan="2">井数</td><td colspan="3">含水层</td><td colspan="2">第一场段</td><td colspan="5">第二场段</td><td colspan="2">第三场段</td><td rowspan="3">开采总量
(m³/d)</td></tr>
<tr><td>宽度(m)</td><td>长度(m)</td><td>厚度(m)</td><td colspan="2" rowspan="2">$T=226.88$ (m²/d)
$K=16.18$ (m/d)
$\mu'=0.08$</td><td colspan="5" rowspan="2">$T=490.56$ (m²/d)
$K=29.73$ (m/d)
$\mu'=0.098$</td><td colspan="2" rowspan="2">$T=372.24$ (m²/d)
$K=22.15$ (m/d)
$\mu'=0.068$</td></tr>
<tr><td>9</td><td>506</td><td>8051</td><td>17</td></tr>
<tr><td colspan="4">井号</td><td>1</td><td>3</td><td>9</td><td>11</td><td>10</td><td>12</td><td>5</td><td>7</td><td>8</td><td rowspan="2">4978</td></tr>
<tr><td colspan="4">出水量(m³/d)</td><td>400</td><td>300</td><td>600</td><td>800</td><td>800</td><td>571</td><td>672</td><td>449</td><td>386</td></tr>
</table>

边界条件：把河谷两岸概化为直线平行不透水边界。

疏干时间：由于区内每年7、8、9三个月为雨季，有降水和河水补给，故确定疏干时间为365－90＝275d。

步骤2：确定计算公式、计算降深值。根据概化后的水文地质条件，可选用潜水完整井井群干扰非稳定流理论公式来计算：

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{1}{2\pi}\sum_{i=1}^{n}\frac{Q_i}{K}W(u_i)}$$

式中：S ——观测井的水位下降值（m）；

H ——含水层平均厚度（m）；

Q_i ——各井抽水量（m³/d）；

K ——渗透系数（m/d）；

$W(u_i)$ ——井函数；

$u_i=\frac{r_i^2\mu'}{4Tt}$ ——井函数自变量；

r_i ——抽水井（实、虚）至观测井距离（m）；

μ' ——含水层延迟释水系数；

T ——导水系数（m²/d）；

t ——抽水延续时间（d）。

将所取得数据代人公式，计算降深值。由于平行边界相距较近、映射次数较多，所以采用表格形式进行计算较方便。例如先计算中心区10号井的降深值。首先，从图上查出各实井和虚井与该井的距离r_i，算出r_i^2，分别乘各场段的$\frac{\mu'}{4Tt}$，求出u_i值；然后，从井函数表查得$W(u_i)$值，再乘以$\frac{Q_i}{K}$，加起来便可求得$\frac{1}{2\pi}\sum_{i=1}^{n}\frac{Q_i}{K}W(u_i)$，用$A$表示。最后，计算10

号井的降深 $S_{10}=H_{10}-\sqrt{H_{10}^2-A_{10}}$。计算表的形式如表 10-3 所示。

表 10-3　井对群 10 号井的干扰降深计算表

场　　段	1 场段 $\frac{\mu'}{4Tt}=3.2\times10^{-7}$					$S=H-\sqrt{H^2-\frac{1}{2\pi}\sum_{i=1}^{n}\frac{Q_i}{K}W(u)}$		
井　　号	1 号井 $\frac{Q}{K}=24.75$				3 号井	$\frac{1}{2\pi}\sum\frac{Q}{K}W(u)$		S (m)
计算项目	r_i^2 (m)	u_i	$W(u_i)$	$\frac{Q_i}{K}W(u_i)$	r_i^2	各　次	总　和	
实　井	2.08×10^{7}	6.67	1.621×10^{-4}	4.01×10^{-3}		96.37	203.79	7.77
第一次映射	2.1×10^{7}	6.75	1.448×10^{-4}	3.58×10^{-4}		47.24		
第二次映射	2.18×10^{7}	6.99	1.155×10^{-4}	2.86×10^{-4}		29.24		
第三次映射	2.3×10^{7}	7.39	7.364×10^{-5}	1.82×10^{-4}		16.97		
第四次映射	2.48×10^{7}	7.95	3.767×10^{-5}	9.3×10^{-5}		9.2		
第五次映射	2.7×10^{7}	8.70	1.733×10^{-5}	4.3×10^{-5}		4.75		

计算时取了五次映射，分别对中心区的 11 号、10 号、12 号及 5 号井进行了计算。其降深依次为 6.84、7.77、6.80、6.80m，仅占含水层平均厚度的 40%－50%。

步骤 3：评价。按开采量为 5000m³/d，拟建布局是合理的，可作为允许开采量，在整个旱季才疏干了含水层的 40%，到雨季是可以补偿回来的。

4. 解析法的适用条件

适用于含水层的均质性和各向同性程度较高、边界条件较简单、可概化为选定计算公式要求的模式的矿区。

（二）数值法

数值法是随着电子计算机的出现而发展起来的，应用十分广泛。从理论上看，尽管它是对渗流偏微分方程的一种近似解，但实际应用中完全可以满足精度要求。它可以解决许多复杂条件下的地下水资源评价问题，应用广泛，是一种较好的方法。

在地下水资源评价中常用的数值法有两种，即有限单元法和有限差分法。这两种方法各有利弊，在实际运用中效果差不多。在解题过程中，它们在许多方面都是相似的，都把研究区域剖分成若干网格（有限差分法分为方形、矩形、三角形；有限元法常用三角形），将建立的偏微分方程离散成线性代数方程组，用电子计算机联立求解线性方程组。所不同的，是在网格剖分上及线性化的方法上有所差别。

在线性化的数学推导中，有限差分法简单易懂，物理意义明确；有限元法较复杂，涉及的数学基础较深。关于其具体的推导过程和详细解题方法以及通用源程序等，将在以后的“地下水流数值模拟”课中讲授，许多专著中对此也均有论述。这里仅对如何运用数值法进行地下水资源评价，按照计算步骤作一概略介绍。

步骤 1　建立水文地质概念模型

在水文地质调查和勘探的基础上，研究分析计算区域的地质、水文地质条件，概化出适用的水文地质概念模型。该模型来源于该区的实际水文地质条件的概化，是选择相应数学模型的依据。概化的主要内容如下：

(1) 计算范围和边界条件的概化。首先，应明确计算层位，然后据评价要求圈定出计算区的范围。计算区应该是一个独立的天然地下水系统，具有自然边界，便于较准确地利用其真实的边界条件，以避免人为边界在提供资料上的困难和误差。但在实际工作中，因勘探范围有限，常常不能完全利用自然边界。此时，需利用调查、勘探和长观资料建立人为边界。计算区范围确定后，可概化为由折线组成的多边形边界。

边界位置确定后，应进一步判明边界的性质，给出定量的数值。当地表水体直接与含水层接触时，可以认为是定水头的一类边界，但不能说凡是地表水体都一定是定水头边界。只有当地表水与含水层有密切的水力联系，经动态观测证明有统一的水位，地表水对含水层有无限的补给能力，降落漏斗不可能超越此边界线时，才可以确定为定水头补给边界。因为定水头补给边界对计算成果的影响很大，所以确定时应慎重。如果只是季节性的河流，只能在有水期间定为定水头边界。若只有某段河水与地下水有密切水力联系，则只将这一段确定为定水头边界。如果河水与地下水没有水力联系，或河床渗透阻力较大，仅仅是垂直入渗补给地下水，则应作为二类定流量补给边界。

断层接触边界可以是隔水边界、流量边界；在特殊条件下，也可能成为定水头边界。如果断层本身是不透水的，或断层的另一盘是隔水层，则构成隔水边界。如果断裂带本身是导水的，计算区内为富含水层，区外为弱含水层，则形成流量边界。如果断裂带本身是导水的，计算区内为导水性较弱的含水层，而区外为强导水的含水层时（这种情况，供水中少有，多出现在矿床疏干时），则可以定为定水头补给边界。

岩体或岩层接触边界，一般多属隔水边界或流量边界。凡是流量边界，应测得边界处岩石的导水系数及边界内外的水头差，算出水力坡度，计算出补给量或流出量。

地下水的天然分水岭，可以作为隔水边界，但应考虑开采后是否会移动位置。

含水层分布面积很大或在某一方向延伸很远，成为无限边界时，如用数值法，则须计算很大的区域，由于增加了许多节点而加大了计算工作量。在这种情况下，可用设置缓冲带的方法，即在勘探区外围确定一适当宽度的地方作为定水头边界，其宽度一般为 2—3 层单元。缓冲带的参数应比含水层小（有人认为应小 50—100 倍），这们就等价于一个无限边界。

边界条件对于计算结果影响是很大的，在勘探工作中必须重视。对复杂的边界条件，如给出定量数据有困难时，应通过专门的抽水试验来确定。个别地段，也可以留待识别模型时反求边界条件，但不能遗留得太多。

另外，还需确定计算层的上下边界及有无越流、入渗、蒸发等现象，并给出定量数值。

最后，还应根据动态观测资料，概化出边界上的动态变化规律。

(2) 含水层内部结构的概化。在含水介质条件方面，应确定含水层类型，查明含水层在空间的分布形状。对承压水，可用顶底板等值线图或含水层等厚度图来表示，对潜水，则可用底板标高等值线图来表示。应查明含水层的导水性、储水性及主渗透方向的变化规律，用导水系数 T 和储水系数 μ^*（或给水度 μ）进行概化的均质分区。实际上，绝对均质或各向同性的岩层在自然界是不存在的，只要渗透性变化不大的地段，就可相对地视为均质区。此外，还要查明计算含水层与相邻含水层、隔水层的接触关系，是否有“天窗”、断层等沟通。如果为了取得某些详细准确的参数，须布置大量勘探、试验工作而要花费昂贵的代价时，可考虑先有一个控制数值，再在下一步识别模型时来反求该参数。

（3）含水层水力特征的概化。水力特征的概化，就是将复杂的地下水流实际状态概化为较简单的流态，以便于选用相应的计算方程。一是层流、紊流的问题，一般情况下，在松散含水层及发育较均匀的裂隙、岩溶含水层中的地下水运动，大都视为层流，符合达西定律。只有在极少数大溶洞和宽裂隙中的地下水流，才不符合达西定律，呈紊流。二是平面流和三维流问题，严格地讲，在开采状态下，地下水运动存在着三维流，特别是在区域降落漏斗附近及大降深的井附近，三维流更明显。但在实际工作中，由于三维流场的水位资料难以取得，目前在实际计算中，多数将三维流问题按二维流处理，所引起的计算误差，基本上能满足水文地质计算的要求。

步骤2 建立计算区的数学模型

根据上述概化后的水文地质模型，就可以建立计算区相应的数学模型。地下水数学模型，就是刻画实际地下水流在数量、空间和时间上的一组数学关系式。它具有复制和再现实际地下水流运动状态的能力。实际上，数学模型就是把水文地质概念模型数学化。描述地下水流的数学模型的种类很多，我们这里指的是用偏微分方程及其定解条件构成的数学模型，定解条件包括边界条件和初始条件。

例如，若概化后的水文地质概念模型为：

（1）分区均质各向同性的承压含水层；

（2）有越流补给，其补给量随开采层水位的变化而变；

（3）水流为平面非稳定流，并服从达西定律；

（4）初始水头为任意分布 H_0（x，y）；

（5）有开采井，在井数多而集中的单元，概化为开采强度 Q_V（x，y，t）〔$m^3/(d\cdot m^2)$〕；

（6）边界条件有第一类（Γ_1）和第二类（Γ_2）边界。

则其数学模型为：

$$\begin{cases}\dfrac{\partial}{\partial x}\left(T\dfrac{\partial h}{\partial x}\right)+\dfrac{\partial}{\partial y}\left(T\dfrac{\partial h}{\partial y}\right)+\dfrac{K'}{m'}(H-h)+Q_E(x,y,t)-Q_V(x,y,t)=\mu^*\dfrac{\partial h}{\partial t}\\ h(x,y,0)=H_0(x,y)\\ h(x,y,t)\big|_{\Gamma_1}=H_1(x,y)\\ T\dfrac{\partial h}{\partial n}\big|_{\Gamma_2}=-q(x,y,t)\end{cases}$$

式中：h，H ——分别为含水层、补给层的水头（m）；

T，μ^* ——分别为含水层的导水系数和弹性释水系数；

K'，m' ——分别为越流弱透水层的渗透系数和厚度；

Q_E ——补给强度（m/d）；

Q_V ——开采强度（m/d）；

H_0 ——初始流场的水头分布（m）；

H_1 ——一类边界（Γ_1）线上的已知水头（m）；

q ——二类边界（Γ_2）线上单位长度的侧向补给量（m^2/d）；

x，y ——平面直角坐标；

t ——时间（d）；

n ——二类边界上的内法线。

这种数学模型比较复杂，可借助电子计算机用数值法求解。

步骤3 从空间和时间上离散计算域

将计算域进行剖分，离散为若干小单元，做出剖分网格图。剖分时，首先要选好节点，节点最好是观测孔，以便获得较准确的水位资料。但一个计算域的节点不可能都是观测孔，还需要许多插值点来补充。插值点应放在水位变化显著的地方、参数分区的部位及井孔节点稀疏的地方。

选好节点后，在将点连接成单元时，还应按单元剖分的原则做适当的点位调整。单元剖分的原则是：相邻单元的大小不要相差太大；对三角形单元来说，三个边长不要相差太大，最长与最短边之比不能超过3：1；三角形的内角以在30°—90°之间为好，必要时可允许出现个别的钝角，但面积不要太小；若钝角三角形太多，会影响解的收敛；在水力坡度变化较大的地段及资料较多的中心地带，网格可加密些，边远地带可放稀些。剖分后，按一定的顺序对节点和网格进行系统的编号，准备相应的数据。

时间的离散，可根据水头变化的快慢规律，确定适当的时间步长。对模拟抽水试验来说，开始以分为单位，以后以小时、天为单位。模拟大量开采时，可以月、季（丰水、枯水）年为单位。

步骤4 校正（识别）数学模型

按上述步骤建立的数学模型，是否能真实地反映实际流场的特点，还不能肯定，还须进行识别或校正。可用实际测得的水头值来校正模型的方程、参数及边界条件，也就是数学运算中的解逆问题。其方法有两类，即直接解法和间接解法。由于直接解法要求每个节点的水头均应是实际观测值，这在实际上很难办到，所以应用较少，常用的是间接解法。

间接解法就是试算法，即根据所建立的数学模型，选择相应的通用程序或专门编制的程序，用探勘试验所取得的参数和边界条件作为初值，选定某一时刻作为初始条件，按程序所要求的输入数据的顺序输入进去，按正演计算模拟抽水试验或开采，输出各观测孔水位各时段的变化值和抽水结束时的流场情况。把计算所得水头值与实际观测值对比，如果相差很大，则修改参数或边界条件，再一次进行模拟计算。如此反复调试，直到拟合误差小于某一给定的标准为止。这时所用的一套参数和边界条件及数学方程就被认为是符合客观实际的。

调试的方法也有两种，一是人工调试，二是机器自动优选。人工调试方便简单，特别是在对计算区水文地质条件认识较清楚、正确时，容易达到误差要求。机器自动调试，有时可能同时得出几组参数都能满足数学上的要求，这就需要根据水文地质条件人为地选取。

识别数学模型的顺序一般为：先检验修正所选用的参数，而后再识别边界条件和数学方程。

逆演问题的唯一性，目前在数学上还没有很好地解决，参数和边界条件可以存在多种组合。因此，识别模型的过程往往很长，要反复调试多次，才能得到较满意的结果。这里对水文地质条件的正确认识至关重要。如果对条件认识不确切，不管用什么办法进行识别，都难以达到满意的结果。

步骤5 验证数学模型

通过对数学模型的识别，虽校正了计算域的水文地质参数、微分方程及边界条件等，但

其可靠性还需利用历史水位进行验证，即选择几个时段，将计算值与实际观测值进行比较。可用两种类型的图件来比较：一是反映水头梯度场变化情况的等水位线图，即将同一时段的计算水头值与实测水头值以等值线形式分别绘在同一张图上，对比其拟合程度；另一种形式是反映流速场变化情况的水位过程曲线图，即选择几个有代表性的典型钻孔，或选几条剖面线上的钻孔，在同一坐标系中按选定的时段（最好一年以上），分别绘制计算的和实测的水位动态曲线。在一般情况下，曲线拟合的相对误差小于时段水位变幅的5%即可。如果误差较大，还应对模型作进一步识别校正。

步骤6 模拟预报，进行水资源评价

经过验证的模型，虽然符合客观实际，但只能反映当前的实际情况，而未来大量开采后，其边界条件和补给、排泄条件还可能发生变化。如果进行抽水试验的降深不够大，延续时间不够长时，边界条件尚未充分暴露，则大量开采后就可能发生变化。因此，在运用验证后的模型进行地下水开采动态的水位预报时，还要依据边界条件的可能变化情况做出修正。对变水头边界，应推算出各时刻的水头值；流量边界，应给出各计算时段的流量；垂向补给排泄量有变化时，应推算出各时段的补排量。这些下推量的准确程度，会影响到数值法成果的精度。因此，只有在边界条件和补、排条件变化不大时，数值法的结果才是较准确的。否则，做短期预报还可以，做长期预报时，则依赖于对气候、水文因素预报的准确性。

根据开采资料对模型进行修改以后，便可用其正演计算，运用起来十分方便灵活，可以解决以下一些问题。

可预报在一定开采方案下水位降深的空间分布和随时间的演化，可用于预测未来一定时期的水位降深，看其是否超过允许降深，但其准确性则依赖于降水量预测的准确性。

可预报合理的开采量。根据开采区的现有开采条件，拟定出该区的开采年限和允许降深，以及井位井数等。最后计算出在预定开采期内、在允许降深的条件下，能取出的地下水量。

可利用计算机研究某些水均衡要素，可计算出侧向补给量、垂向补给量及总补给量；可模拟开采条件下的补给量，求出稳定开采条件下的开采量；可进行不同开采方案的比较，选择最佳开采方案。

可以计算满足开采需要的人工补给量，以及模拟人工补给后水位的变化情况。

还可以研究地表水与地下水的统一调度、综合利用，进行水资源的综合评价，以及帮助研究其他许多水文地质问题。

总之，建立了正确的数学模型后，可以很方便地进行许多模拟计算；根据计算成果，可以做出全面的地下水资源评价。

下面举一个运用数值法评价地下水资源的实例。根据姬万里、王德明等《河南省南阳市水资源研究》的资料，简要介绍如下。

1. 建立水文地质概念模型

南阳市区浅层地下水可分为三个地下水系统，建立三个水文地质概念模型（如图10—3）。

(1) 白河北水文地质概念模型：东南部以白河为界，地下水与河水水力联系密切，为定水头补给边界。西部以分水岭为界，为隔水边界。北部，除独山一段为隔水边界外，余

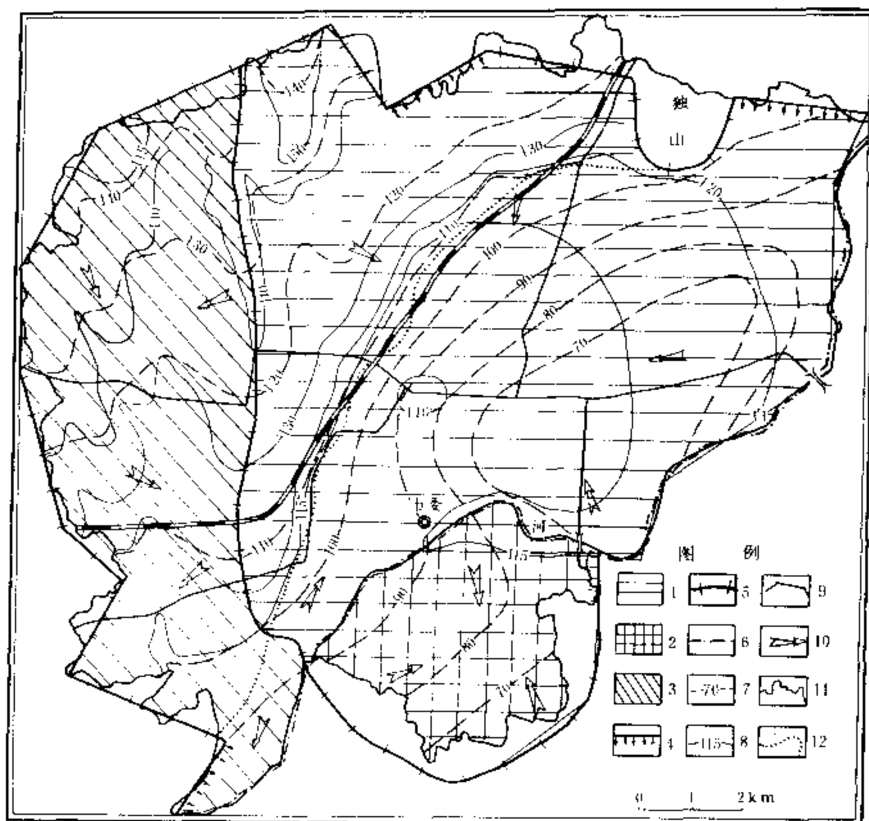


图 10—3 南阳市浅层地下水水文地质概念模型图

1—白河北浅层地下水水文地质概念模型；2—白河南浅层地下水水文地质概念模型；3—十二里河流域浅层地下水水文地质概念模型；4—浅层地下水第二类边界线（$q\neq0$）；5—浅层地下水第二类边界线（$q=0$）；6—浅层地下水第一类边界线；7—浅层含水层底板标高等值线及数值（m）；8—浅层地下水等水位线及数值（m）；9—浅层地下水计算区边界线；10—浅层地下水流向；11—南阳市政区界线；12—岗区与平原区界线

为流量补给边界（见图 10—3）。

按含水介质条件可分为两大区，即平原区和岗区。平原区含水层底板埋深为 10—60m 不等。含水层以松散砂砾石为主，厚 10—50m，为非均质各向同性潜水含水层。岗区为粘性土裂隙孔隙水，为非均质各向异性含水层。

地下水以大气降水补给为主，部分受河流侧向补给，主要消耗于人工开采，已形成降落漏斗。潜水与中深层承压水有越流补给联系。

（2）白河南水文地质概念模型：北部及西北部以白河为界，为定水头补给边界，东、南及西南部以地下水分水岭为界，为隔水边界。介质条件与白河北相同，可概化为非均质各向同性潜水含水层。

（3）十二里河水文地质概念模型：东、西以分水岭为界，为隔水边界，北部为侧向径流补给边界，南部为侧向排泄边界，排入白河。含水介质主要是含裂隙粘性土，为非均质

各向异性含水层，以降水补给为主，径流蒸发排泄，人工开采极少。

2. 建立数学模型

上述三个水文地质概念模型均可用下列数学模型，即用非均质各向同性（或异性）、有越流的非稳定二维潜水层流模型计算：

$$
\begin{cases}
\frac{\partial}{\partial x}\left[K_x(H-B)\frac{\partial H}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K_y(H-B)\frac{\partial H}{\partial y}\right]+\frac{K'}{m'}(H-h)+Q_E(x,y,t) \\
\quad -\sum_{i=1}^{n}Q_i\delta\left[(x-x_i),(y-y_i)\right]=\mu\frac{\partial H}{\partial t} \\
H(x,y,t)|_{t=0}=H_0(x,y) \qquad (x,y)\in D \\
H(x,y,t)|_{\Gamma_1}=H_1(x,y,t) \qquad (x,y)\in\Gamma_1,\ t>0 \\
K(H-B)\cdot\frac{\partial h}{\partial n}|_{\Gamma_2}=q(x,y,t) \qquad (x,y)\in\Gamma_2,\ t>0
\end{cases}
$$

式中，B 为含水层底板标高；K_x 和 K_y 分别为 x 和 y 方向的渗透系数，各向同性时 $K_x=K_y$；Q_i 为第 i 口井的地下水开采量；δ 为 δ 函数；D 为计算域；其余符号与前式同。将计算域 D 剖分为有限个单元网格后，利用有限单元法将上述定解问题离散为下列线性方程组：

$$[B]_{m\times n}\cdot\{H\}_{n\times 1}=\{C\}_{m\times 1}$$

式中：$[B]=\frac{1}{2}[A]+\frac{1}{\Delta t}[D]$；

$$[C]=[F]+[Y]-\left(\frac{1}{2}[A]-\frac{1}{\Delta t}[D]\right)\cdot\{H_0\}$$；

$[A]$ —— 导水矩阵；

$[D]$ —— 储水矩阵；

$[F]$ —— 水量矩阵；

$[Y]$ —— 越流矩阵；

m —— 内节点与第二类边界节点之和；

n —— 剖分域总节点数。

计算程序框图如图 10—4 所示（计算程序略）。

3. 剖分

本题采用三角形剖分。按剖分原则要求，将全区三个水文地质概念模型统一剖分为 201 个单元、140 个节点，剖分节点见表 10—4 及剖分图略。

表 10—4　三角形剖分节点统计表

项目 / 模型区	单元数	剖分节点					节点观测孔数
		总数	内节点数	二类边界点数		一类边界点数	
				流量边界点数	隔水边界点数		
白河北	118	77	43	6	12	16	29
白河南	37	27	12	3	4	8	4
十二里河	46	36	12	0	20	4	3

4. 识别模型

根据全区 152 组抽水试验资料和 519 个钻孔、机（民）井卡片资料，编制出浅层地下

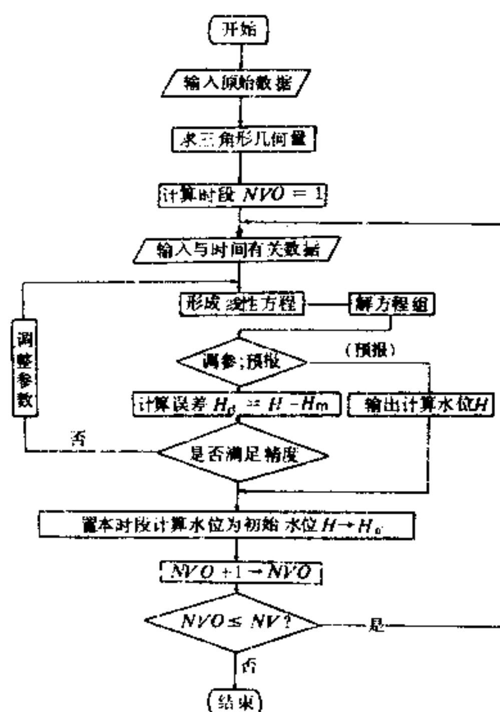


图 10—4　有限单元数值模拟计算框图

水水文地质参数分区图（略）。各区的水文地质参数见表 10—5。

根据调查资料，对全区降水入渗强度和人工开采强度分别进行了分区，给出了各区垂向综合交换量的数值（其图、表从略）。

表 10—5　浅层地下水水文地质参数表

项目 \ 分区号	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ
渗透系数 K (m/d)	48.0—55.0	40.0—50.0	45.0—48.0	25.0—30.0	0.9—1.1	20.0—30.0
给水度 μ	0.24—0.26	0.21—0.24	0.20—0.23	0.16—0.20	0.048—0.055	0.15—0.18
越流系数 σ (1/d) (10^{-6})	6—8	6—8	4—6	6—8	8—15	7—10

初始条件，选用 1988 年 11 月 30 日各观测孔的实测水位为初始流场，其余节点用等水位线图内插而得出。

边界条件：一类边界，根据白河 4 个长观点的水位给出；无长观点地段，由内插而得。二类边界多为零流量边界；非零流量段，根据抽水试验资料确定出单宽流量，其值如表 10—6 所示。

根据南阳市的特点，每年从 11 月底至翌年 2 月底，农业区开采甚微，工业用水也是全年最小的时段，故选取 1988 年 11 月 30 日到 1989 年 2 月 28 日作为校正识别模型的时段。

表 10—6　二类边界流量表　　单位：$m^3/(d\cdot m)$

计算区 \ 计算段	53—54	59—60	60—61	61—62	27—13	13—14	14—15
白河北	0.1428	1.08	1.35	1.80			
白河南					1.0	1.60	1.60

采用人工调参，间接识别模型的方法，将以上各种数据按程序要求输入计算机，进行正演计算，求解出不同时段各节点的水头值，再与观测孔的实测值进行比较；误差较大时，调整参数，再求计算水头。如此反复调整计算，直至其误差达到精度要求时为止，取相对误差小于时段水位变幅的 5％者为准。

由于水文地质概念模型较确切，各种强度量较准确，识别模型时仅对参数做适当调整就可很快达到精度要求，识别后的参数如表 10—7 所示。

表 10—7　模型识别后确定的水文地质参数表

参数 \ 分区号	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ
渗透系数 K (m/d)	50.0	45.0	48.0	30.0	1.50	2.50
给水度 μ	0.25	0.22	0.23	0.18	0.055	0.17
越流系数 σ (1/d) (10^{-6})	8	8	6	6	10	9

5. 验证数学模型

取 1989 年 3 月 1 日到 1989 年 12 月 30 日的历史水位资料，分 10 个时段进行计算。1989 年 5 月低水位期的流场拟合情况如图 10—5 所示。从图中可以看出，拟合得较好，说明模型可靠。从计算水位与实测水位的绝对误差来看，大多数都小于 0.5m，仅个别孔误差大于 1.0m。观测孔水位变化历时曲线的拟合情况如图 10—6 所示。从图上看出，大都拟合较好，符合要求。验证结果说明：识别后的模型基本能反映该区的客观条件，可以用于预报水位和进行地下水资源评价。

6. 水位预报和地下水资源评价

南阳市的浅层地下水主要接受降水入渗和白河侧向渗水的补给。数值法计算结果，枯水年的补给量仍有 $3745.37\times10^4m^3/a$。目前，由于开采井布局不合理，已形成较大的降落漏斗。白河对浅层水有较强的补给能力，如傍河取水，可夺取更多河水的补给。据南阳市的发展规划，2000 年总需水量为 $12899.37\times10^4m^3/a$。经过不同方案的比较，以采用傍河取水，夺取白河地表水为主的供水方案为最佳。按此方案开采，通过模型计算，预报出 2000 年的地下水位流场图（图 10—7）。从图上看出，白河附近水力坡度增大，降落漏斗面积增大，漏斗中心向西偏移，但不加深，基本上能满足供水要求；再配合采取一些其他节水措施，南阳市的供水是有保证的。

上面分别介绍了解析法和数值法。有的研究者们在求解某些条件下开采动态时，提出了数值-解析法。它充分发挥了数值法和解析法两者的优点，在试用中已收到了良好的效果。

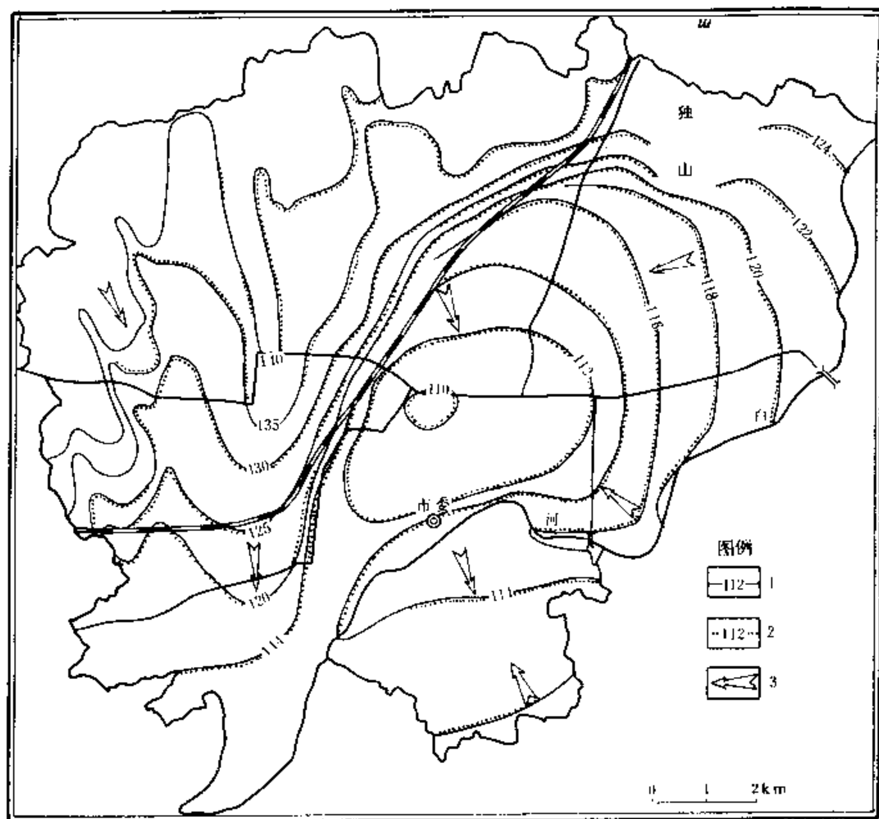


图 10—5 南阳市浅层地下水水位拟合图（1989. 5）

1 实测等水位线（m）；2—计算等水位线（m）；3—地下水流向

它是一种新方法，值得研究。

二、主要以观测资料统计理论为基础的方法

这里仅介绍相关外推法、系统理论法和开采抽水试验法。

（一）相关外推法

相关外推法是根据开采地下水的历史资料或不同流量不同降深的抽水试验资料，用数理统计方法找出流量与降深或与其他变量之间的相关关系，并依据这种关系外推未来开采时的开采量，或外推增大开采量以后的水位降深。

变量之间的关系，一般不外三种，即函数关系、无关系和相关关系（或称统计关系）。前二者是相关关系的两种极端情形，分别称为完全相关和零相关，相关关系则介于两者之间。相关关系，又可分为以下几种：如果自变量只有一个，则称为一元相关或简相关；如果自变量有两个以上，则称为多元相关或复相关；如果只研究其中一个自变量对因变量的影响，而将其他自变量视为常量，则称为偏相关；自变量为一次式，称为线性相关；为高次式，称为非线性相关。研究变量之间关系的密切程度，称为相关分析；而研究变量之间的联系形式，则称为回归分析。在实际应用中，二者密切联系，一般不加区别。

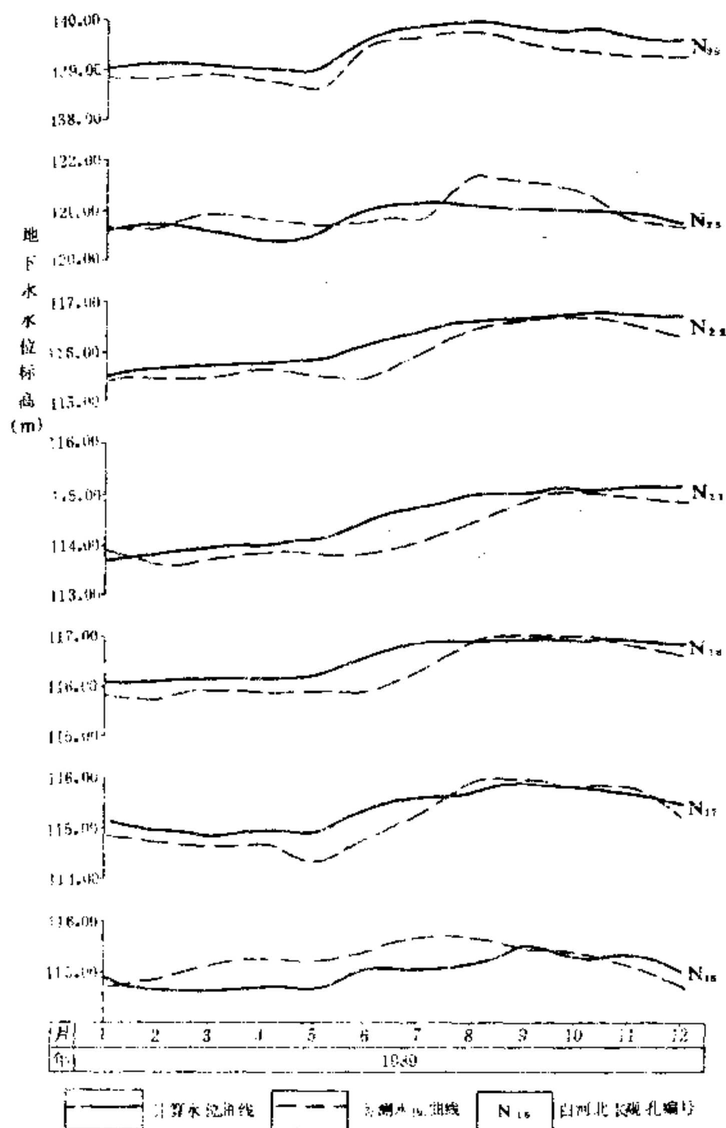


图 10－6　地下水长观孔水位拟合曲线

1—计算水位曲线；2—实测水位曲线；3—白河北长观孔编号

地下水的开采量与水位降深的关系本来是函数关系。但是，由于开采区的井数众多，影响因素复杂，加上人为的观测误差，常常使开采量和降深的关系变为相关关系。因此，可以用数理统计外推的方法，计算地下水可开采量。

1. 简相关

简相关中有线性关系和非线性关系两种。后者通过一定的变换也可化为线性关系。故重点讨论线性相关。

（1）线性相关

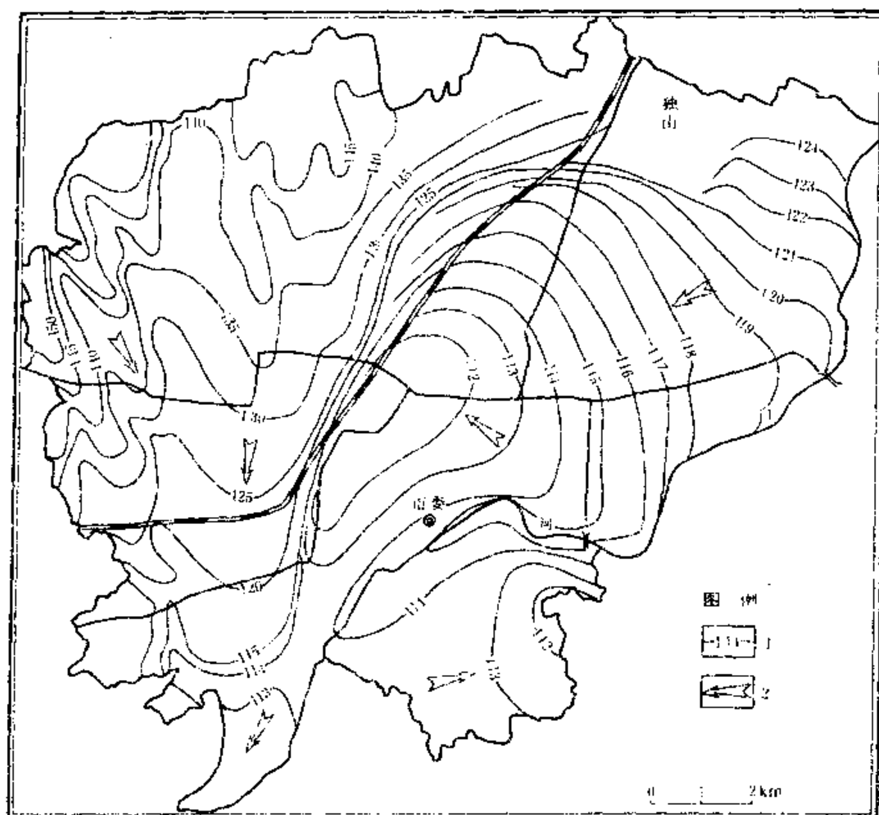


图 10—7 南阳市浅层地下水水位预报图（2000 年）
1—地下水等水位线及标高（m）；2—地下水流向

在地下水资源评价中，常分析开采量 Q 与水位降深 S 的相关关系，建立一元线性回归方程。

首先，要有一系列观测统计资料，如 Q_1，Q_2，Q_3，……，Q_n 和 S_1，S_2，S_3，……，S_n。资料数 n 称为样本容量，据数理统计分析要求，样本容量不能太小，否则会影响外推的精度。

将这些资料展在 Q—S 坐标图上，如图 10—8 所示。各点的位置可能比较分散，不能连成直线或光滑曲线，因而不能用某种函数关系来描述其变化规律。但从整体看，它们有一定的分布趋势，即呈直线或曲线趋势。按其分布趋势，用最小二乘法的原理，可以找出一个近似的，但又最接近所有观测值的直线或曲线方程，称其为回归方程。可以用它外推未来降深更大时的开采量。直线方程的一般形式为：

$$S=A+BQ$$

式中，A 和 B 为待定系数。用最小二乘法的原理求出待定系数 A 和 B 后，便可得到一条最佳的配合直线。

由图 10—8a 可见，任一实测值（Q_i，S_i）与配合直线的偏差 $\delta_i=S_i-\hat{S}_i=S_i-$（$A+$

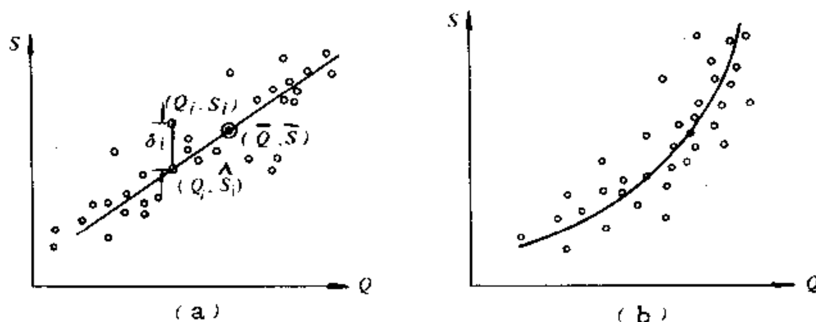


图 10—8　Q—S 散点分布趋势图

(a) 直线分布；(b) 曲线分布

BQ_i)。如果这条直线与各实测点偏差的平方和 $\Delta=\sum_{i=1}^{n}\delta_i^2$ 为最小，便是所要求的最佳直线，即：

$$\Delta=\sum_{i=1}^{n}\delta_i^2=\sum_{i=1}^{n}\left[S_i-(A+BQ_i)\right]^2=\text{最小}$$

因 S_i、Q_i 都是已知资料，故 Δ 可视为 A 和 B 的函数。如使函数取值最小，则它对 A 和 B 的偏导数应等于零，即：

$$\frac{\partial\Delta}{\partial A}=\frac{\partial}{\partial A}\left[\sum_{i=1}^{n}(S_i-A-BQ_i)^2\right]=-2\sum_{i=1}^{n}(S_i-A-BQ_i)=0$$

$$\frac{\partial\Delta}{\partial B}=\frac{\partial}{\partial B}\left[\sum_{i=1}^{n}(S_i-A-BQ_i)^2\right]=-2\sum_{i=1}^{n}(S_i-A-BQ_i)Q_i=0$$

用均值　$\overline{Q}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}Q_i$，$\overline{S}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}S_i$，$\overline{QS}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}Q_iS_i$，$\overline{Q^2}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}Q_i^2$

代入上式则可写成：

$$\overline{S}-A-B\overline{Q}=0$$

$$\overline{QS}-A\overline{Q}-B\overline{Q^2}=0$$

将二式联立求解，即可求得待定系数 A 和 B：

$$A=\overline{S}-B\overline{Q},\quad B=\frac{\overline{QS}-\overline{Q}\cdot\overline{S}}{\overline{Q^2}-(\overline{Q})^2}$$

系数 A 的表达式可写成：

$$\overline{S}=A+B\overline{Q}$$

这是通过重心点（$\overline{Q}$，$\overline{S}$）的直线方程。将所求的 A 代回原直线方程，则得：

$$S=\overline{S}+B(Q-\overline{Q})$$

这就是一般常用的一元线性回归方程。B 是直线的斜率，称为回归系数。这是降深倚流量的回归方程。也可以得出流量倚降深的方程：

$$Q=\overline{Q}+B(S-\overline{S})$$

这样，求得的回归方程虽然是最佳的，但只是相对于已有实际资料而言。无论多分散的点，都可以找到一条相对最佳的方程，但其实用价值如何不得而知。为了判断回归方程

的实用价值，在数理统计中可用相关系数来衡量。

相关系数（r）反映了两个变量之间联系的密切程度。其值介于0到1之间，即$0\leqslant r\leqslant 1$。它愈趋近于1，关系愈密切（$r=1$就是完全相关的函数关系）。方程的实用价值愈大，用所求得的回归方程外推，其误差平方和就愈小。反之，愈近于零，联系愈差。相关系数可用下式求得

$$r=\frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_i-\overline{Q})(S_i-\overline{S})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(Q_i-\overline{Q})^2\cdot\sum_{i=1}^{n}(S_i-\overline{S})^2}}=\frac{\sigma_{QS}}{\sigma_Q\sigma_S}$$

式中，$\sigma_{QS}=\sum_{i=1}^{n}(Q_i-\overline{Q})(S_i-\overline{S})$，$\sigma_Q{}^2=\sum_{i=1}^{n}(Q_i-\overline{Q})^2$，$\sigma_S{}^2=\sum_{i=1}^{n}(S_i-\overline{S})^2$，

σ_{QS}称为变量Q和S的协方差，$\sigma_Q{}^2$称为Q的方差，$\sigma_S{}^2$称为S的方差。

回归系数B也可以用相关系数和根方差求得：

$$B=\frac{\sigma_{QS}}{\sigma_Q^2}=r\cdot\frac{\sigma_S}{\sigma_Q}$$

表10—8　相关系数显著性检验表

$N-2$ \ a (r)	0.05	0.01	$N-2$ \ a (r)	0.05	0.01
1	0.997	1.000	21	0.413	0.526
2	0.950	0.990	22	0.404	0.515
3	0.878	0.959	23	0.396	0.505
4	0.811	0.917	24	0.388	0.496
5	0.754	0.874	25	0.381	0.487
6	0.707	0.834	26	0.374	0.478
7	0.666	0.798	27	0.367	0.470
8	0.632	0.765	28	0.361	0.463
9	0.602	0.735	29	0.355	0.456
10	0.576	0.708	30	0.349	0.449
11	0.553	0.684	35	0.325	0.418
12	0.532	0.661	40	0.304	0.393
13	0.514	0.641	45	0.288	0.372
14	0.497	0.623	50	0.273	0.354
15	0.482	0.606	60	0.250	0.325
16	0.468	0.590	70	0.232	0.302
17	0.456	0.575	80	0.217	0.283
18	0.4444	0.561	90	0.205	0.267
19	0.433	0.549	100	0.195	0.254
20	0.423	0.537	200	0.138	0.181

在实际应用中，相关系数有多大时所建立的回归方程才有价值呢？这取决于抽样的多少和要求的精度，可查相关系数显著性检验表（表10—8）。表中给出了不同取样数N在两种显著水平（即$a=0.05$和$a=0.01$）时，相关系数达到显著时的最小值。所谓显著性水平，

就是指作出显著（即认为有价值）这个结论时，可能发生判断错误的概率。当 $a=0.05$ 时，说明判断错误的可能性不超过5%；$a=0.01$ 时，则这种可能性不超过1%。所以 a 小，检验严格，相应地要求 r 就大。在同一显著水平下，抽样数 N 愈小，要求相关系数愈大。因为只有当两个变数的关系较密切时，少量的抽样便能反映出它们的关系来。反之，如果它们的关系不太密切，则必须有很多的抽样才能反映出来，即抽样数很大，相关系数较小时，也能反映出它们的实际情况，应当是显著的。例如抽取了12个样，$N-2=10$，$r=0.612$。查表可知，$|r|\geq 0.576$，$|r|<0.708$，可以说在 $a=0.05$ 水平上是显著的，而在 $a=0.01$ 水平上不显著。

经过显著性检验以后所建立的回归方程虽然是有价值的，若用以预报外推涌水量或水位降，仍然可能存在一定的误差，还需要研究预报的精度问题。

各实际观测值与回归方程计算值的误差称为剩余标准差，以 δ_s 表示，用下式计算：

$$\delta_s=\sqrt{\frac{\sum\limits_{i=1}^{n}(S_i-\hat{S})^2}{n-2}}$$

式中，S_i 为任一实际水位降深；$\hat{S}$ 为对应在回归方程上计算的降深。也可用均方根差 σ_s' 和相关系数（r）计算：$\delta_s=\sigma_s'\sqrt{1-r^2}$

式中：$\sigma_s'=\sqrt{\frac{\Sigma(S_i-\overline{S})^2}{n-1}}$

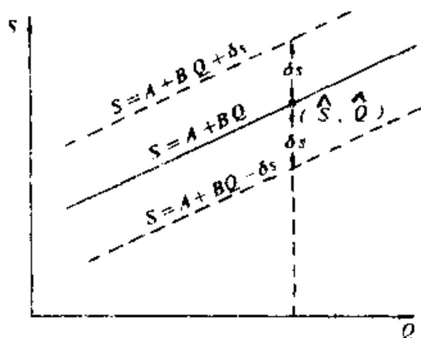


图10—9　$S=A+BQ$ 的误差范围图

剩余标准差的大小，反映了各实测点偏离回归方程的程度，可以用来说明用此回归方程外推预报的精度。σ_s 愈小，则预报精度愈高。

根据概率论中随机变量成正态分布的理论可知，在 S_i 的全部观测值中，有68.3%都可能落在回归直线两旁各一个剩余标准差的范围内，即任一观测值 S_i 可能落在 $\hat{S}\pm\delta_i$ 之间的概率 P 等于68.3%，或用下式表示（图10—9）：

$$P\left[(\hat{S}-\delta_i)<S_i<(\hat{S}+\delta_i)\right]=68.3\%$$

$$P\left[(\hat{S}-2\delta_i)<S_i<(\hat{S}+2\delta_i)\right]=99.7\%$$

$$P\left[(\hat{S}-3\delta_i)<S_i<(\hat{S}+3\delta_i)\right]=99.7\%$$

例如，当我们计算得知 $\delta_i=0.5\text{m}$，用回归方程预报 $Q=2\times10^4\text{m}^3/\text{a}$ 时 S 为10m，则 $S=10\pm0.5\text{m}$ 的精度只有68.3%的把握；而 $S=10\pm1\text{m}$ 的精度则有95.4%的把握；若预报 $S=10\pm1.5\text{m}$ 的精度则几乎有百分之百（99.7%）的把握。须了解[1]，只有当 A、B 和 δ 都是精确已知时，图10—9中的置信限才是平直的；否则，为弧形的置信限。

由此可知，要提高预报的精度及预报的把握性，只有使剩余标准差的值为最小。由计算 δ_s 的公式可知，它取决于均方根差 σ_s'、相关系数 r 和观测数据的总量 n。因此，要提高预报精度，只有提高观测的准确性，尽量减少人为误差，观测数据要多，自变量的取值范

[1] 张启锐：《实用回归分析》，地质出版社，1988，1。

围要大，相关系数要大。

以上以 S 与 Q 之间的关系为例，讨论了一元线性回归方程的建立，显著性检验及预报精度，同样可以分析其他量（如降水量与允许开采量或泉流量）之间的相关关系。

（2）非线性相关（曲线相关）

若实际观测值在散点图上没有直线的趋势，而呈近似的曲线时，则可用上述相同的道理建立一个曲线回归方程。不过，用变换坐标的方法，把曲线变为直线（即线性化）更为方便，就可以直接利用前述的一元线性回归方程了。

例如，幂函数有满足多种曲线的性质，其一般式为：$y=ax^b$

式中 a，b 为待定系数。若两边取对数则变为：

$$\lg y=\lg a+b\lg x$$

这个方程在对数坐标上则是一条直线，便可用前述方法建立线性回归方程。

如果研究的变量是开采量 Q 与降深 S 的关系，则其形式为：

$$Q=AS^B$$

取对数

$$\lg Q=\lg A+B\lg S$$

回归方程为：

$$\lg Q=\overline{\lg Q}+B\ (\lg S-\overline{\lg S})$$

考虑到对数的均值与均值的对数相近，即 $\overline{\lg S}\approx\lg\overline{S}$，$\overline{\lg Q}\approx\lg\overline{Q}$，去掉对数后，回归方程可表示为：

$$Q=\overline{Q}\left(\frac{S}{\overline{S}}\right)^B$$

这就是幂函数的一元非线性回归方程，在水文地质计算中经常用到。回归系数 B 的计算公式为：

$$B=r\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(\lg Q_i-\overline{\lg Q})^2}{\sum_{i=1}^{n}(\lg S_i-\overline{\lg S})^2}}$$

相关系数的计算公式为：

$$r=\frac{\sum_{i=1}^{n}(\lg Q_i-\overline{\lg Q})(\lg S_i-\overline{\lg S})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(\lg Q_i-\overline{\lg Q})^2\sum_{i=1}^{n}(\lg S_i-\overline{\lg S})^2}}$$

下面用例子来说明用简相关分析评价可开采量的方法步骤。

实例：某水源地已有多年开采历史资料，经过条件分析，认为扩大开采后仍有补给保证。为了满足扩大开采，要求外推设计降深 26m 时的开采量。

解：首先，据历史资料绘成 Q—S 坐标的散点图，以便选择用直线或曲线回归方程。这里不妨两种都试算一下。

先按直线相关计算。原始资料和计算结果均列于表 10—9 中。计算步骤如下：

（1）计算基本数据：算出均值 $\overline{Q}$ 和 $\overline{S}$，再计算 $Q_i-\overline{Q}$ 和 $(Q_i-\overline{Q})^2$，$S_i-\overline{S}$ 和 $(S_i-\overline{S})^2$ 及 $(Q_i-\overline{Q})(S_i-\overline{S})$。

（2）求根方差及均方根差：

$$\sigma_Q = \sqrt{\Sigma(Q_i - \overline{Q})^2} = \sqrt{441.34} = 21.008$$

表 10—9　直线相关计算表

年　份	开采量 Q_i ($10^4m^3/d$)	水位降 S_i (m)	$Q_i-\overline{Q}$	$S_i-\overline{S}$	$(Q_i-\overline{Q})^2$	$(S_i-\overline{S})^2$	$(S_i-\overline{S})(Q_i-\overline{Q})$
1959	60	16.5	−8.3	−2.2	68.89	4.84	18.26
1960	67	18.0	−1.3	−0.7	1.69	0.49	0.91
1961	60	16.5	−8.3	−2.2	68.89	4.84	18.26
1962	63	17.5	5.3	−1.2	28.09	1.44	6.36
1970	80	21.5	+11.7	+2.8	136.89	7.84	32.76
1971	80	21.9	+11.7	+3.2	136.89	10.24	37.44
总和 Σ	410	111.9			441.34	29.69	113.99
平均	$\overline{Q}=68.3$, $\overline{S}=18.7$						

$$\sigma_S=\sqrt{\Sigma\ (S_i-\overline{S})^2}=\sqrt{29.69}=5.449$$

$$\sigma_Q{}'=\sqrt{\frac{\Sigma\ (Q_i-\overline{Q})^2}{n-1}}=\sqrt{\frac{441.34}{6-1}}=9.4$$

$$\sigma_S{}'=\sqrt{\frac{\Sigma\ (S_i-\overline{S})^2}{n-1}}=\sqrt{\frac{29.69}{6-1}}=2.4$$

(3) 求相关系数 r：

$$r=\frac{\Sigma\ (Q_i-\overline{Q})\ (S_i-\overline{S})}{\sqrt{\Sigma\ (Q_i-\overline{Q})^2\cdot\Sigma\ (S_i-\overline{S})^2}}=\frac{113.99}{\sqrt{441.34\times29.69}}=0.996$$

(4) 进行显著性检验：令 $N=6$，则 $N-2=4$，查检验表，当 $a=0.01$ 时，相关系数达到显著的最小值，为 0.917，这里 $0.996>0.917$，故可认为这里开采量与降深的关系是密切的。另外，按一般供水要求，$r>0.8$，也是符合要求的，因此可以建立回归方程。

(5) 求回归系数，建立直线回归方程：

$$B=r\cdot\frac{\sigma_Q}{\sigma_S}=0.996\times\frac{21.008}{5.449}=3.84$$

回归方程为：

$$Q-68.3=3.84\ (S-18.7)$$

或

$$Q=3.84S-3.51$$

(6) 求剩余标准差，确定预报精度：

$$\delta_Q=\sigma'_Q\sqrt{1-r^2}=9.4\times\sqrt{1-(0.996)^2}=0.8399$$

再用同样步骤作幂曲线的相关分析求回归方程。计算数据如表 10-10 所示。

$$\sigma_{\lg Q}=\sqrt{\Sigma\ (\lg Q_i-\overline{\lg Q})^2}=\sqrt{0.01703}=0.1305$$

$$\sigma_{\lg S}=\sqrt{\Sigma\ (\lg S_i-\overline{\lg S})^2}=\sqrt{0.0151}=0.1229$$

$$r=\frac{\Sigma\ (\lg Q_i-\overline{\lg Q})\ (\lg S_i-\overline{\lg S})}{\sqrt{\Sigma\ (\lg Q_i-\overline{\lg Q})^2\Sigma\ (\lg S_i-\overline{\lg S})^2}}=\frac{0.01596}{\sqrt{0.01703\times 0.0151}}=0.995$$

$$B=r\frac{\sigma_{\lg Q}}{\sigma_{\lg S}}=0.995\times\frac{0.1305}{0.1229}=1.056$$

表 10—10　幂曲线相关计算表

年　份	$\lg Q_i$	$\lg S_i$	$\lg Q_i-\overline{\lg Q}$	$\lg S_i-\overline{\lg S}$	$(\lg Q_i-\overline{\lg Q})^2$	$(\lg S_i-\lg \bar{S})^2$	$(\lg Q_i-\overline{\lg Q})$ $(\lg S_i-\overline{\lg S})$
1959	1.778	1.218	0.053	−0.050	0.00280	0.0025	0.00265
1960	1.826	1.255	−0.005	−0.013	0.00003	0.0002	0.00007
1961	1.778	1.218	−0.053	−0.050	0.00280	0.0025	0.00265
1962	1.799	1.243	−0.032	−0.025	0.00100	0.0006	0.00080
1970	1.903	1.332	+0.072	+0.064	0.00520	0.0041	0.00461
1971	1.903	1.340	+0.072	+0.072	0.00520	0.0052	0.00518
总和	10.987	7.606	+0.001	−0.002	0.01703	0.0151	0.01596
平均	$\overline{\lg Q}=1.831$	$\overline{\lg S}=1.268$					

幂曲线回归方程为：

$$\lg Q=0.492+1.056\lg S$$

或

$$Q=3.1\times S^{1.056}$$

剩余标准差为：

$$\delta_{\lg Q}=\sigma'_{\lg Q}\cdot\sqrt{1-r^2}=\sqrt{\frac{0.01703}{6-1}}\cdot\sqrt{1-(0.995)^2}=0.00583$$

$$\delta_Q=1.0135$$

（7）进行外推预报

这两个回归方程都可用来预报地下水的开采量，但是以直线回归方程更接近于实际。分别用这两个回归方程外推设计降深为 26m 时的开采量，计算结果如表 10—11 所示。

表 10—11　开采量预测结果表

设计降深（m）		16	18	20	22	24	26
开采量 $(10^4\cdot m^3/d)$	$Q=3.84S-3.51$	57.93	65.61	73.29	80.97	88.65	96.33
	$Q=3.10S^{1.056}$	57.93	65.16	73.32	81.09	88.99	96.73

2. 复相关

实际上影响地下水水位下降的因素往往不只一个，而是多个独立自变量的同时影响。因此，需要进行复相关分析，用多元回归方程来进行外推预报。复相关的基本原理与建立一元回归方程大体相同，但计算上却要复杂一些。由于可运用电子计算机，许多复杂的计算都可以很快完成。

（1）二元直线回归方程

回归方程的一般形式为：

$$y=a+b_1x_1+b_2x_2$$

式中，a、b_1、b_2 为待定系数，x_1，x_2 为两个相互独立的自变量，这里指影响地下水位的因素，例如开采量、降雨量、回灌量等。

同样可用最小二乘法的原理，求出各待定系数，其公式为：

$$a=\overline{y}-b_1\overline{x_1}-b_2\overline{x_2}$$

$$b_1=\frac{r_{x_1,y}-r_{x_1,x_2}\cdot r_{x_2,y}}{1-r^2_{x_1,x_2}}\cdot\frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1}}$$

$$b_2=\frac{r_{x_2,y}-r_{x_1,x_2}\cdot r_{x_1,y}}{1-r^2_{x_1,x_2}}\cdot\frac{\sigma_y}{\sigma_{x_2}}$$

式中：$\sigma_y=\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(y_i-\overline{y})^2}$；$\sigma_{x_1}=\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_{1_i}-\overline{x_1})^2}$；

$$\sigma_{x_2}=\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_{2_i}-\overline{x_2})^2};\quad r_{x_1,y}=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_{1_i}-\overline{x_1})(y_i-\overline{y})}{\sigma_{x_1}\cdot\sigma_y};$$

$$r_{x_1,x_2}=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_{1_i}-\overline{x_1})(x_{2_i}-\overline{x_2})}{\sigma_{x_1}\cdot\sigma_{x_2}};\quad r_{x_2,y}=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_{2_i}-\overline{x_2})(y_i-\overline{y})}{\sigma_{x_2}\cdot\sigma_y}$$

$\overline{y}$，$\overline{x_1}$，$\overline{x_2}$分别表示各自的均值。

其计算步骤与一元回归相同。

（2）二元曲线回归方程

也是将其线性化以后按线性方程计算。例如，二元幂曲线的一般式为：

$$y=ax_1^{b_1}\cdot x_2^{b_2}$$

两边取对数则变为：

$$\lg y=\lg a+b_1\lg x_1+b_2\lg x_2$$

令 $y'=\lg y$，$a'=\lg a$，$x_1'=\lg x_1$，$x_2'=\lg x_2$，则得：

$$y'=a'+b_1x_1'+b_2x_2'$$

便可按直线二元回归方程计算。

（3）多元回归方程

当更多自变量影响时，可以用一般的多元线性回归方程：

$$y=a+b_1x_1+b_2x_2+b_3x_3+\cdots\cdots+b_mx_m$$

同样，用最小二乘法原理可以求出各个待定系数，即回归系数。解多维联立线性方程组时，必须用电子计算机计算，有关书中均有专门程序可用。若采用逐步回归的计算方法，计算机还可以自动进行因子“贡献”大小的挑选，剔除“贡献”小的和不独立的因素，最后得到主要影响因素的回归方程。曾有人将这种方法用于地下水动态预报中，取得较好的效果。

3. 相关外推法的特点及适用条件

相关分析法是建立在数理统计理论的基础上的，考虑了一些随机因素的影响，便于解决一些复杂条件的水文地质问题。在数据采样时，应注意资料来源的一致性。它是根据现

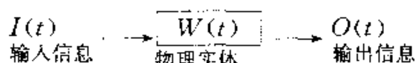
实物理背景下得出的统计规律，在此基础上适当外推是可以的，但外推范围不能太大。

这种方法适用于稳定型或调节型开采动态，或补给有余的旧水源地扩大开采时的地下水资源评价。如果已经是消耗型水源地，要用人工调蓄、节制开采来保护水源地。这时，也可以用相关分析法分析开采量、回灌量与水位的关系，求得合理的开采量和人工回灌量。上海市在控制地面沉降时曾作过这样的分析。

（二）系统理论法

1. 基本原理

系统理论是从统计通信技术和自动控制论中建立起来的。一个系统应由三部分组成。一是物理实体，例如通讯设备、自控装置、放大器等；用在水文地质上则指含水体、流域等。另外两部分是输入和输出信息。这三部分构成一个系统，可表示如下：



当有输入信息 $I(t)$ 时，经过物理实体的作用，便得出输出信息 $O(t)$，不管物理实体的具体结构如何，我们用函数 $W(t)$ 表示。一个系统三部分之间的数量关系，在数学上称为褶（卷）积关系，即：

$$O(t)=\int_{-\infty}^{\infty} I(t-\tau)\, W(t,\tau)\, d\tau = I(t) * W(t,\tau)$$

式中：$I(t)$ —— 描述输入信息，称为系统的激励函数；

$W(t)$ —— 刻划系统物理特征的函数，称为系统的特征函数或称权函数；

$O(t)$ —— 描述输出信息，称为系统的响应函数。当输入是单位脉冲迪拉克（Dirac）函数，即 δ 函数时，相应的输出称为单位脉冲响应函数。

若物理实体已处于定常状态，即权函数不随时间而改变，则上式成为

$$O(t)=\int_{-\infty}^{\infty} I(t-\tau)\, W(\tau)\, d\tau$$

权函数也是单位脉冲响应函数。由于这个积分运算是线性运算，所以这种系统称为线性时不变系统。现将上式写成两个积分之和，则为：

$$O(t)=\int_{-\infty}^{0} I(t-\tau)\, W(\tau)\, d\tau+\int_{0}^{\infty} I(t-\tau)\, W(\tau)\, d\tau$$

对上式右边的积分作变量置换，并令 $t-\tau=\lambda$，则得：

$$O(t)=\int_{t}^{\infty} I(\lambda)\, W(t-\lambda)\, d\lambda+\int_{-\infty}^{t} I(\lambda)\, W(t-\lambda)\, d\lambda$$

可见，若把 t 看作现在的时间，则输出 $O(t)$ 是由两部分组成的：第一部分是由 t 以后时间所有输入信息反映出 $O(t)$ 的；第二部分则是由 t 以前时间所有输入信息反映输出 $O(t)$ 的。显然，后者表示“记忆”，前者表示“预测”。

在实际应用时，首先要通过对输入、输出的分析，从而确定描述系统物理实体特征的参数，即用 $I(t-\tau)$ 和 $O(t)$ 的资料求得权函数 $W(\tau)$。然后便可以用来预测，即当任意给定一个输入时，利用所确定的模型来求出输出的预测值。由于无需了解物理实体的具体结构，所以这种模型也称为“黑箱”模型。

运用系统理论来解决水文地质问题时，最典型的是用来预测大型泉（特别是一些岩溶泉）水的流量。把整个泉域的蓄水岩体视为系统的物理实体，补给泉的大气降水便是系统的输入，泉水流量便是系统的输出。如果含水体的体积较大，含水层的厚度可视为不随时间而变的，则可认为含水体的特征函数是不随时间而变化的。于是可将泉域的蓄水体连同其降雨补给量和泉流量看成是一个线性时不变的单输入、单输出的集中参数系统。

大气降水是一个随时间变化的不连续的脉冲函数，通过泉域含水体这个“转换装置”的调节作用，由泉口流出的水量却是一个随时间变化的连续函数。

设输入（降雨量）为$U(t)$，输出（泉流量）为$Q(t)$，则描述这个水文地质系统的方程为：

$$Q(t)=\int_t^{\infty}U(\lambda)W(t-\lambda)\mathrm{d}\lambda+\int_{-\infty}^{t}U(\lambda)W(t-\lambda)\mathrm{d}\lambda$$

这是一般的方程，通过实际物理意义的分析可以简化。因为某一时刻（t）的泉流量仅与该时刻以前一定时期的降雨量有关，更早时期的降水补给量已经通过泉口全部流出，对该时刻的泉流量已无影响。而t时刻以后的降水还没有发生影响。也即当$\lambda<0$和$\lambda>t$时，$U(t)=0$，于是上述方程可简化为：

$$Q(t)=\int_0^{t}U(\lambda)W(t-\lambda)\mathrm{d}\lambda$$

在实际计算时，可以将积分离散化，得：

$$Q(t)=\sum_{\lambda=0}^{t}U_{\lambda}W_{t-\lambda}$$

作变量置换，令$t-\lambda=\tau$，则可写作：

$$Q(t)=\sum_{\tau=0}^{t}U_{t-\tau}W_{\tau}$$

如果我们以月为单位，把各月的降水和泉流量按时间顺序分别排成两个序列来分析一下降水形成泉水的过程，则第t月的降水形成的地下径流，或立即就可到达泉口流出，或滞后在$t+k$（$k\geqslant0$）月才到达泉口开始流出，一直到$t+n$月才全部流完，共经过了$n-k+1$个月（这里k和n均为整数，且$n>k\geqslant0$）。因为第$t-(n+1)$月以前的降水所形成的地下径流已通过泉口全都流出去了，而第$t-k$月，$t-(k+1)$、……，一直到第$t-n$月的降水所形成的地下径流正在向泉口流动，并决定着泉流量的大小。因此，上式应改写为求第t月泉流量的公式：

$$Q_t=\sum_{\tau=k}^{n}U_{t-\tau}W_{\tau}$$

上式说明，第t月的泉流量Q_t是由第$t-n$月降水（U_{t-n}）所形成的部分径流量（$U_{t-n}W_n$），一直到第$t-k$月降水（U_{t-k}）所形成的部分径流量（$U_{t-k}W_k$）逐一迭加组成的。从这里可以看出，Q_t是U_{t-n}，U_{t-n-1}，……，U_{t-k}的加权平均，而权分别是W_n，W_{n-1}，……，W_k。这也说明了系统的权函数或权序列这个名称的由来。由于Q_t与U_t的单位不同，故W_n……W_k并不含有百分数的意义。

这个公式就是用来描述泉域含水体这个“转换装置”的数学模型，可利用它来预测泉的流量和评价大中型供水井区的地下水资源，以及预测矿井涌水量。

在实际运用时，首先根据输入U_t（大气降水）与输出Q_t（泉流量或开采量或矿井涌水量）的实际观测序列，识别系统即确定权函数或权序列W_{τ}。确定的方法就是根据最小平方准则，即要求计算与实测的误差总和为最小，用电子计算机解权序列的线性方程组便可得到。有了权函数，便可用该系统来进行预报。用一个例子来说明其具体方法。

2. 实例

河北省邯郸地区南单元的岩溶水从黑龙洞泉群排泄，泉域如图10—10所示。西安煤研所和武汉地质学院应用系统理论法对黑龙洞泉群进行了具体计算与分析。其步骤如下：

第一步：进行条件分析：

泉流量和降水量的多年观测结果表明，泉群流量的变化规律与降水量的变化规律有明显的一致性。但泉流量峰值出现的时间滞后于雨季1—2个月。这说明岩溶蓄水盆地对降水补给的地下水有调节作用。丰水年补给充沛，使泉流量增大，其影响可达三年之久。通过水文动态分析和泉水流量自然消耗计算，一次补给的地下水，需要两年半至三年的时间才能基本泄尽，即一次降水对泉流量的影响可达30—36个月。

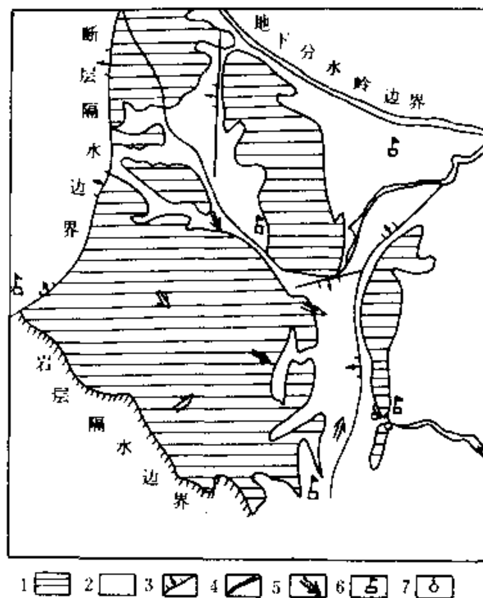


图10—10 邯郸地区黑龙洞泉域示意图
（据西安煤研所略修改）
1—石灰岩含水层露头；2—泉域内第四系覆盖层；3—断层；4—河流；5—岩溶水流向；6—气象站；7—黑龙洞泉

根据水文地质条件和系统理论的要求，可认为本单元具有三个特点：(1) 单元外的大气降水对黑龙洞泉流量没有影响，也无其他水源补给，可以认为是一个单输入；(2) 岩溶含水层向东埋深大于1000m，径流迟缓，故可基本视为泉水排泄的单输出；(3) 灰岩分布面积广，厚度大，多属承压水性质，可认为含水体处于定常状态，特征函数是时不变的。

于是，可将黑龙洞泉群的储水盆地连同补给排泄视为一个线性时不变的单输入、单输出的集中参数系统。

第二步：对降水量、泉流量实测资料的处理：在本泉域范围内有十多个水文气象站，取其中有代表性的五个站资料的算术平均值。据当地情况，把三日连续降水量在20mm和两日10mm以上者定为"有效降水量"（即有能力补给灰岩地下水的降水量），从而得出各站的逐月降水量，再求平均值用于计算。非有效降水量作零处理。

本区地下水埋深一般在30m以上，故可不考虑地下水的蒸发消耗。但人工开采量应考虑，计算时给于适当处理。

第三步：确定权序列：用最小平方估计准则确定，即：

$$\Phi(W_k, W_{k+1}, \cdots\cdots W_n) = \sum_{t=1}^{N}(Q_{t计} - Q_{t测})^2 = \sum_{t=1}^{N}[U_{t-k}W_k + U_{t-(k+1)}W_{k+1} + \cdots\cdots + U_{t-n}W_n - Q_{t测}]^2 = 最小$$

式中：N——观测数据的个数，且$N \geqslant n > k \geqslant 0$；

$Q_{t计}$——计算出的t时刻泉流量；

$Q_{t测}$——实际测得的t时刻泉流量。

令$\dfrac{\partial\Phi}{\partial W_i} = 0$ （$i = k$，$k+1$，……，n）

于是得到权序列W的线性方程组：

$$U^T U W = U^T Q_{t测}$$

式中：

$$U=\begin{bmatrix} U_{1k} & U_{1(k+1)} & \cdots & \cdots & U_{1n} \\ U_{2k} & U_{2(k+1)} & \cdots & \cdots & U_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ U_{Nk} & U_{N(k+1)} & \cdots & \cdots & U_{Nn} \end{bmatrix}$$

$$W=\begin{bmatrix} W_k \\ W_{k+1} \\ \vdots \\ \vdots \\ W_n \end{bmatrix}, \quad Q_{t测}=\begin{bmatrix} Q_{1测} \\ Q_{2测} \\ \vdots \\ \vdots \\ Q_{n测} \end{bmatrix}$$

解此线性方程组，就可以得到权序列 W_k，W_{k+1}，……W_n。这是最小平方估计意义下的最优权序列。利用它即可用任意给定的权序列长度 m（$m=n-k+1$）个月的有效降水量资料，按前述流量预测公式 $Q_t=\sum_{\tau=k}^{n}U_{t-\tau}W_\tau$，就可算出泉群的预测流量来。

第四步：权序列长度的确定：

权序列的长度 m 是指某月降水量对泉流量起影响作用的时间长短，现采用月为时间单位。如果某月降水量自 k 月开始影响泉流量至第 n 月影响消逝，那么，权序列长度 $m=n-k+1$。因此，要确定 m 必须确定 k 和 n。

k 值，可根据动态曲线分析来确定。从泉流量与有效降水量动态曲线图上可见，降水的当月对泉流量就有影响，但不甚明显，一般是当月降水对下一个月的泉流量有明显的影响，所以取 $k=1$。n 的大小确定比 k 困难一些，可以通过水文地质条件的分析，结合动态资料确定。经初步确定后，再用试算法来确定，其方法如下。

先将求流量的公式改写成：

$$Q_t=\sum_{\tau=0}^{k-1}U_{t-\tau}W_\tau+\sum_{\tau=k}^{n}U_{t-\tau}W_\tau+\sum_{\tau=n+1}^{t}U_{t-\tau}W_\tau$$

式中，右边第一个和式表示降水还没有影响到泉的流量，故应为零；第三个和式表示第 $n+1$ 个月以前的降水对 t 月泉流量的影响。很明显，如果 n 选择得当，则第三个和式也应该接近于零。

若令 $$Q'_t=\sum_{\tau=n+1}^{t}U_{t-\tau}W_\tau$$

则 $$Q_t=\sum_{\tau=k}^{n}U_{t-\tau}W_\tau+Q'_t$$

由于 Q'_t 是一个趋于零的微小量，对 Q_t 的影响很小，所以可假定为一个很小的常量，设为 a，则 $Q'_t=|a|$，于是有

$$Q_t=\sum_{\tau=k}^{n}U_{t-\tau}W_\tau+a$$

对上式用最小平方估计的方法进行处理后，就得到一个求权函数的正则方程，即：

$$U_1^TU_1W_1=U_1^TQ_{t测}$$

式中
$$U_1=\begin{bmatrix}1 & U_{1k} & U_{1(k+1)} & \cdots\cdots & U_{1n}\\ 1 & U_{2k} & U_{2(k+1)} & \cdots\cdots & U_{2n}\\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots\\ 1 & U_{Nk} & U_{N(k+1)} & \cdots\cdots & U_{Nn}\end{bmatrix},\quad W_1=\begin{bmatrix}a\\ W_k\\ W_{kH}\\ \vdots\\ \vdots\\ W_n\end{bmatrix}$$

用此式通过试算的办法选择合适的 n，使 a 的绝对值达到预先指定的一个微小量（本例取 $0.5m^3/s$，与观测平均误差相当），则相应的一列权函数即为所求。

第五步：对不合理权函数的处理：

从水文地质意义而言，权函数均应大于零，但在试算中可能出现一些负值或零值。分析其原因，可能是因降水量与泉流量之间的关系不匹配，或由于泉流量的实测值有较大的测量误差，或因权序列过长，或列入一些非有效降雨量等。从以上几方面原因对资料进行分析校核，取好 k 值和 n 值的范围，再重新试算。

在本实例计算中，权序列长度最小取到 12 个月，最长取到 37 个月，此时末端出现一个负值。按误差平方和最小的原则最后确定了权序列的长度为 33 个月，全为正值。

第六步：计算成果及评价：降水量和泉流量的实测资料，经复核处理后，便可用电子计算机计算。本例是在 DJ-6 机上完成解算的。解线性方程组的方法用消元法求解。系统的识别选用了 1957 年 12 月份至 1967 年 1 月份的降水资料和 1961 年 1 月份至 1977 年 12 月份的泉流量资料。系统的预报选用了 1964 年 12 月至 1974 年 11 月份的降水资料、1967 年 12 月份以后零散的泉流量资料（因缺系统观测）和 1974 年 6 月至 12 月的泉流量资料。

通过试算和模型识别后，以 33 个月的权函数 W 序列较好，其数据列于表 10—12 中，其图形如图 10—11 所示。

表 10—12　权函数 W 表

序号	权函数 W (10^{-2})	序号	权函数 W (10^{-2})	序号	权函数 W (10^{-2})	序号	权函数 W (10^{-2})
1	3.183	10	0.5933	19	0.6353	28	0.3410
2	2.039	11	1.421	20	0.2870	29	0.3349
3	2.531	12	0.6564	21	0.7355	30	0.3447
4	1.794	13	0.8981	22	0.6188	31	0.3353
5	1.960	14	0.1232	23	0.8016	32	0.2370
6	1.529	15	0.2869	24	0.3833	33	0.2578
7	1.641	16	0.2567	25	0.838		
8	1.347	17	0.3729	26	0.2088		
9	1.192	18	0.5546	27	0.09916		

计算结果表明，计算泉流量与实测值的误差一般均在 10% 左右。个别误差较大，如 1963 年特大洪水期的 8 月份，系因所测泉流量有洪水成分混入，以及泉出口附近有集水渗入所致。计算的部分成果如图 10—12 所示。从图上可见，曲线拟合还是较好的。

（三）开采抽水试验法

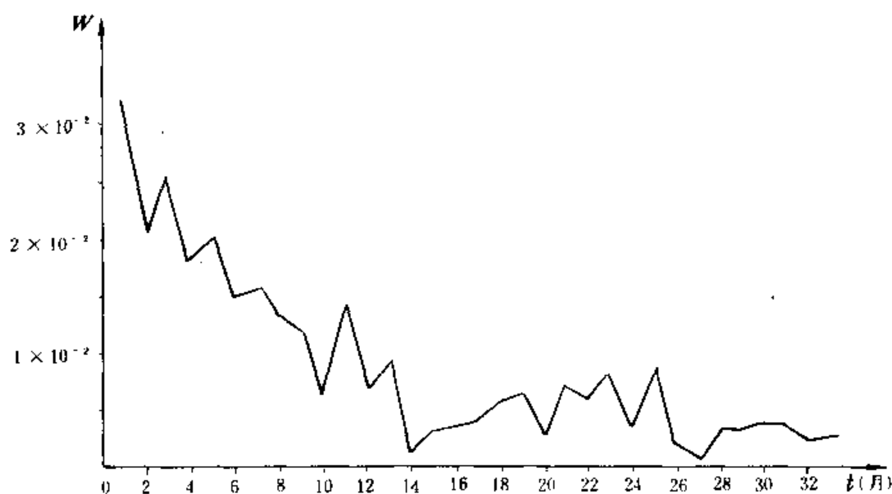


图 10—11　权函数（单位脉冲响应函数）曲线

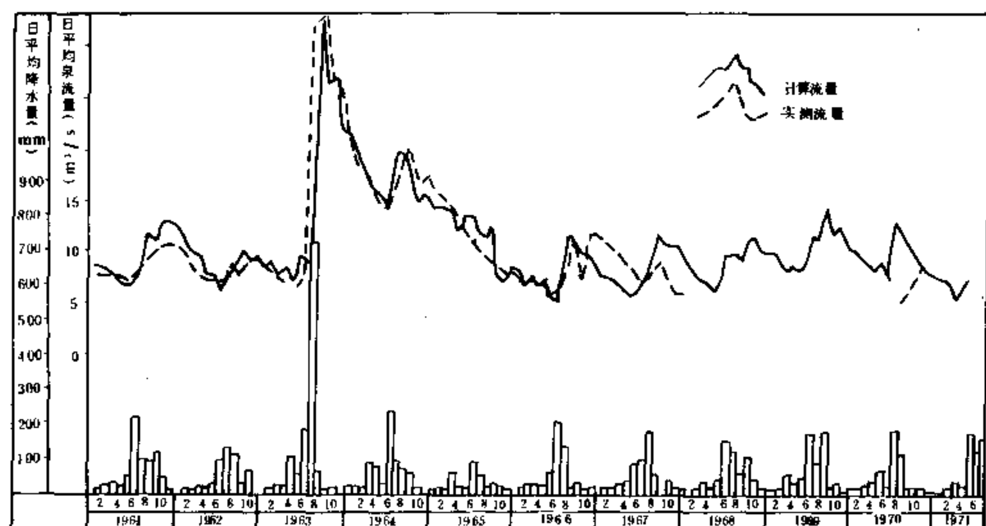


图 10—12　黑龙洞泉群实测流量与计算流量对比曲线图

在选定的水源地范围内，根据水文地质条件，选择合适的布井方案，打探采结合井。最好在旱季，尽量按开采条件（开采降深和预计开采量）进行较长时期（一个月以上）的开采性抽水试验。根据抽水试验的结果确定允许开采量。这种方法就是开采抽水试验法，或称开采试验法。

抽水试验可按两种情况即稳定状态和非稳定状态进行。

1. 稳定状态

按设计需水量进行长时间开采抽水试验，主井中或井群中心的动水位应在允许降深以

内，并能保持稳定，各观测孔中的水位也能保持稳定；停抽后，水位又能较快地恢复到原始水位。动水位历时曲线如图10—13所示。这表明，在开采过程中含水层内建立了新的动平衡，开采的水量小于或等于开采时的补给量，按这样的抽水量开采是完全有保证的。这时，实际抽水量就是允许开采量。

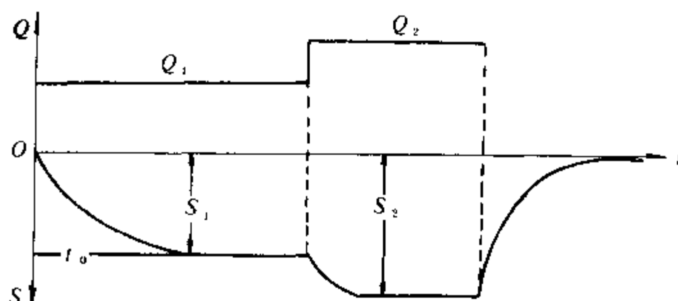


图10—13　稳定开采抽水试验状态动水位历时曲线图

这种抽水试验，一般要求选在旱季进行，如果旱季有保证，补给季节就更无问题了。但这样确定的允许开采量是偏保守的，在补给条件较好的地区，还可以适当外推扩大允许开采量。

2. 非稳定状态

进行试验时水位不稳定，特别是观测孔中的水位一直持续缓慢下降，停抽后水位虽有所恢复，但始终达不到原始水位。这说明抽水量大于补给量，已消耗了储存量。若按这样的抽水量开采，是得不到保证的。在这种情况下确定允许开采量，可以通过分析抽水过程曲线，求出开采条件下的补给量作为允许开采量，或者再加上年暂时储存量作为允许开采量。

在抽水初期，主井水位下降较快，随即稳定；而观测井中水位仍持续下降，特别是距主井一定距离的观测孔中水位不稳定，降落漏斗在不断扩大。到后期，可能出现主井与观测井水位同步等幅下降，说明抽水量大于补给量。这时，任一时段 Δt 的抽水均产生水位下降 ΔS。水位历时曲丝线如图10—14所示。假定抽水期内设有其他的消耗项，则这时的水均衡关系为：

$$(Q_{抽}-Q_{补})\ \Delta t=\mu F\Delta S$$

则

$$Q_{抽}=Q_{补}+\mu F\frac{\Delta S}{\Delta t}$$

式中，$Q_{抽}$ 为抽水总量（m^3/d）；$Q_{补}$ 为抽水条件下的补给量（m^3/d）；ΔS 为 Δt（d）时段内的水位下降值（m）；μF 为水位下降1m时消耗的储存量，简称单位储存量（m^2）。

如何从抽水量中把补给量和储存消耗量分开，求出补给量，其方法之一是求出给水度 μ（或弹性释水系数 μ'）和降落漏斗面积 F，据抽水试验时的水位降速 $\Delta S/\Delta t$ 算出储存消耗量，则

$$Q_{补}=Q_{抽}-\mu F\frac{\Delta S}{\Delta t}$$

但对 μ 值往往难于准确测得，特别是裂隙、岩溶含水层的 μ 值更难准确。另一种方法是在

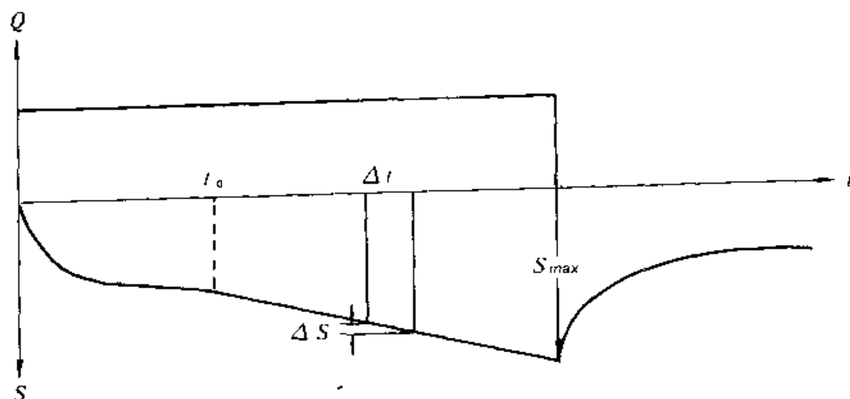


图 10--14 非稳定状态动水位历时曲线图

抽水时用两次以上不同流量进行试验，用解联立方程的办法求出 μF 值，再计算抽水时的补给量。如有两次不同抽水量 $Q_{抽1}$ 和 $Q_{抽2}$，分别得到两个水位降速 $\frac{\Delta S_1}{\Delta t_1}$ 和 $\frac{\Delta S_2}{\Delta t_2}$，可建立联立方程式：

$$\left.\begin{aligned} Q_{抽1} &= Q_{补} + \mu F\,\frac{\Delta S_1}{\Delta t_1} \\ Q_{抽2} &= Q_{补} + \mu F\,\frac{\Delta S_2}{\Delta t_2} \end{aligned}\right\}$$

联立解得

$$\mu F = \frac{Q_{抽2} - Q_{抽1}}{\frac{\Delta S_2}{\Delta t_2} - \frac{\Delta S_1}{\Delta t_1}}$$

则

$$Q_{补} = Q_{抽2} - \left(\frac{Q_{抽2} - Q_{抽1}}{\frac{\Delta S_2}{\Delta t_2} - \frac{\Delta S_1}{\Delta t_1}}\right)\frac{\Delta S_2}{\Delta t_2}$$

为了核对 $Q_{补}$ 的可靠性，可再按水位恢复资料进行检查。

用这种方法求得的补给量作为允许开采量，是有充分保证的，但太保守。因为抽水是在旱季进行的，没有考虑雨季的降水补给量。因此，最好将抽水试验延续到雨季，用同样方法求出雨季的补给量，再分别按雨季时间 $T_{雨}$ 和旱季时间 $T_{旱}$ 平均分配到全年，即：

$$Q_{允开} = \frac{Q_{雨补}\cdot T_{雨} + Q_{旱补}\cdot T_{旱}}{365}(\mathrm{m^3/d})$$

用这样的补给量作为允许开采量时，还应计算旱季末的最大水位降（S_{max}），看是否超过最大允许降深：

$$S_{max} = S_0 + \frac{(Q_{允开} - Q_{旱补})T_{旱}}{\mu F}(\mathrm{m})$$

式中，S_0 为雨季末的水位降。

用这种方法求得的允许开采量，是既可靠又不保守的。但还应用多年的气象、水文资料论证其保证程度。不过，这种方法需进行相当长时间的抽水试验（需2个月以上），耗费人力物力较大。

另外，也可以根据旱季抽水资料和动态观测资料，计算旱季补给量和全年暂时储存量（调节储量），以这两者之和作为允许开采量。即：

$$Q_{允开} = Q_{补} + \frac{\mu F \Delta h}{365} \ (\mathrm{m^3/d})$$

检验最大水位降的公式为：

$$S_{max} = S_0 + \Delta h T_{旱} / 365 \ (\mathrm{m})$$

式中，Δh 为水位年变幅；S_0 为雨季末的水位降。

3. 实例

表 10—13

时段（月．日）	5.1—5.25	5.26—6.2	6.7—6.10	6.11—6.19	6.20—6.30
平均抽水量（m³/d）	3169	2773	3262	3071	2804
水位平均降速（m/d）	0.47	0.09	0.94	0.54	0.19

（据陕西省第二水文地质大队）

某水源地位于基岩裂隙水的富水地段。在0.2km² 面积内打了12个钻孔，最大孔距不超过300m。在其中的三个孔中进行了四个多月的开采抽水试验，观测数据见表10—13。这些数据表明，在水位急速下降阶段结束后，开始等幅持续下降，停抽或暂时中断抽水以及抽水量减少时，都发现水位有等幅回升现象。这说明抽水量大于补给量。利用表10—13中的资料可列出五个方程式：

① $3169 = Q_{补} + 0.47\mu F$

② $2773 = Q_{补} + 0.09\mu F$

③ $3262 = Q_{补} + 0.94\mu F$

④ $3071 = Q_{补} + 0.54\mu F$

⑤ $2804 = Q_{补} + 0.19\mu F$

用其中任意两个方程便可解出 $Q_{补}$ 和 μF 值。为了全面考虑，把五个方程搭配联解，求出 $Q_{补}$ 和 μF 值，结果见表10—14。

表 10—14

联立方程号	①和②	③和④	③和⑤	④和⑤	平　均
$Q_{补}$（m³/d）	2679	2813	2688	2659	2710
μF（m²）	1042	473	611	763	723

从计算结果来看，由不同时段组合所求出的补给量相差不大，但 μF 值变化较大，可能是由于裂隙发育不均，降落漏斗扩展速度不匀所致。

再用水位恢复资料进行复核，数据及计算结果见表10-15。

表10-15

时段（月.日）	水位恢复值（m）	$\frac{\Delta s}{\Delta t}$（m/d）	平均抽水量（m^3/d）	计算公式	补给量（m^3/d）	
					个别值	平均值
7.2—7.6	19.36	3.87	0	$Q_{补}=\mu F\frac{\Delta S}{\Delta t}$	2798	2658
7.21—7.26	19.96	3.33	107	$Q_{补}=Q_{抽}+\mu F\frac{\Delta S}{\Delta t}$	2517	

从以上计算结果看，该水源地旱季的补给量在2600—2700m^3/d之间，以此作为开采量是完全有保证的。若不能满足需水量的要求，还可以利用年内暂时储存量，适当增大允许开采量。但还应考虑总的降深大小及评价开采后对环境的影响。

4. 开采抽水试验法的特点及适用条件

用开采抽水试验法求得的允许开采量是最可靠而且准确的。无论是潜水还是承压水，是孔隙水还是裂隙水或岩溶水，是新水源地还是旧水源地，都能应用。但要花费较多的人力物力，且成本较高。它适用于水文地质条件较复杂，一时难以查清补给条件，而又急需作出评价时，或供水部门对水量的保证程度要求较高时的中小型水源地的水资源评价。对大型水源地，除采用开采抽水试验外，还应结合数值法来进行水位预报。开采抽水试验法也不能作区域性的水资源评价。

三、以水均衡理论为基础的方法

这里仅介绍水均衡法。水均衡法也称为水量平衡法，是全面研究某一地区（均衡区）在一定时间段（均衡期）内的地下水的补给量、储存量和消耗量之间的数量转化关系，通过平衡计算，评价地下水的允许开采量。它是根据物质守恒定律和物质转化原理分析地下水循环过程，计算地下水量。实际上，它不仅是地下水资源计算与评价方法主要类型之一，在某些情况下，它又是其他类型计算与评价方法的指导思想与验证的依据。

1. 基本原理

对一个均衡区（地段或水文地质单元）的含水层来说，在任一时段Δt内补给量与消耗量之差，恒等于此含水层中水体积的变化量，此即物质不灭原理。据此可以建立水均衡方程式：

$$Q_{补}-Q_{消}=\pm\mu F\frac{\Delta h}{\Delta t}（潜水）$$

或

$$Q_{补}-Q_{消}=\pm\mu^{*}F\frac{\Delta H}{\Delta t}（承压水）$$

式中，μ和μ^{*}分别为重力给水度和弹性释水系数；Δh和ΔH分别为含水层厚度和水头变化值。

$$Q_{补}=Q_{流入}+Q_{越入}+Q_{河渗}+Q_{雨渗}+Q_{人补}+\cdots\cdots$$

$$Q_{消}=Q_{流出}+Q_{越出}+Q_{溢出}+Q_{蒸发}+Q_{实开}+\cdots\cdots$$

由前述对允许开采量的分析可知，如果是稳定型开采动态，则最大允许开采量为：

$$Q_{允开} = \Delta Q_{消} + \Delta Q_{补} \approx Q_{补} + \Delta Q_{补}(m^3/d 或 10^4m^3/a)$$

如果是合理的消耗型开采动态，则为：

$$Q_{允开} = \Delta Q_{消} + \Delta Q_{补} + \mu F \frac{S_{max}}{T \cdot 365} (m^3/d)$$

式中，$\Delta Q_{消}$ 为减少的消耗量，即截取的补给量；$\Delta Q_{补}$ 为开采时增加的补给量；S_{max}为最大允许降深；T 为开采年限，一般取 50～100a。

补给量（$Q_{补}$）和消耗量（$Q_{消}$）的组成项目很多，并且要准确地测得这些数据往往也是困难的。但对某一个具体的地区来说，常常不是包含全部项目，有的甚至非常简单。例如，在我国西北干旱气候条件下的山前冲洪积扇地区，年降水量很少而蒸发强烈，雨水渗入补给（$Q_{雨渗}$）几乎可以忽略不计。如果山区基岩裂隙也不发育，则侧向补给（$Q_{流入}$）也可略去。当含水层为较单一的砂卵砾石层，无越流补给，也没有各种人工补给时，则地下水的补给量主要靠从山区流出的河水渗入补给（$Q_{河渗}$）。开采后，由于水位降低，可以使消耗项中的蒸发（$Q_{蒸发}$）、溢出（$Q_{溢出}$）都变为零。在这种条件下，水均衡方程可简化为：

$$Q_{河渗} - Q_{流出} - Q_{实开} = \mu F \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

稳定型的最大允许开采量可用下式确定：

$$Q_{允开} \approx Q_{河渗}$$

因此，在这里准确测定河流渗入量，是用水均衡法评价地下水资源的关键。

又如，我国南方的岩溶水地区，主要补给来源是$Q_{雨渗}$和$Q_{河渗}$，其次是侧向流入$Q_{流入}$，消耗项中主要是$Q_{溢出}$，其次是$Q_{流出}$及$Q_{蒸发}$。只要采用恰当的开采方式，可以充分截取补给，减少消耗，则计算允许开采量的公式可简化为：

$$Q_{允开} \approx Q_{雨渗} + Q_{河渗}$$

因此，在各种情况下，都应按具体条件建立具体的水均衡方程式。

2. 计算步骤

第一步：划分均衡区，确定均衡期，建立均衡方程。因为各个均衡要素是随区域水文地质条件不同而变化的，特别是当计算面积较大时，均衡要素可能差别较大。因此，应按均衡要素大体一致的情况进行分区，分别计算后，再总加起来。划分均衡区时，可以从大到小地划分。

一级分区。常以含水介质成因类型和地下水类型的组合作为分区依据。例如在山前扇形地带，可分为山区基岩裂隙水-承压水区、扇形地顶部孔隙潜水区及中下部的孔隙潜水-承压水区等。

二级分段。如果同一区内的水文地质条件还有较大差异，可以按不同的定量指标划分为若干段。分段指标通常是含水层导水系数、给水度、水位埋深、动态变幅及包气带岩性等，以便于测定均衡要素为原则。

均衡期一般以年为单位，也可将旱季、雨季分开来计算，这样可以简化均衡方程中的项目。

划分了均衡区，确定了均衡期以后，分析各个区在这段时期内有哪些均衡要素，便可以建立均衡方程。

第二步：确定每个区的各项均衡要素值。

首先应测定天然流场下各项补给量和消耗量，看是否均衡。然后再考虑增加开采条件下的补给增量和可能减少的消耗量，以此作为地下水的允许开采量。为了取得较准确的计算资料，最好在每个均衡区选择一个有代表性的地段做小范围的均衡试验，实际测定各项均衡要素的数值、取得计算所需的参数，然后用以计算整个均衡区的各种补给量和消耗量。

第三步：计算和评价。将各项均衡要素值代入均衡式中，计算出补给与消耗的差值，看地下水储存量的变化是否与之相符，如果不符，审查各均衡要素的计算是否准确，作适当修改，使方程平衡为止。

评价时，一般以可能减少的消耗量加上实际已开采量作为总的允许开采量。或以总补给量作为允许开采量的极限。如果储存量很大，可以动用时，应确定最大允许降深值S_{max}，将此范围内的储存量逐年分配到开采量中，开采期限一般取50—100a。

在实际计算中，常常是根据多年的动态观测资料分析，计算不同保证率典型年的水均衡，可评价允许开采量的保证程度。某水源地的水均衡计算结果见表10—16。

表10—16　某水源地水均衡计算结果　　单位：10^4m^3

典型年份	$Q_{雨渗}$	$Q_{流入}$	$Q_{河渗}$	$\Sigma Q_补$	$\Delta Q=\Sigma Q_补-\Sigma Q_消$	ΔS（m）
枯水年（保证率P=97%）	427	804	1990	3266		
平水年（保证率P=50%）	836	804	7006	8646		
典型年份	$Q_{计开}$	$Q_{农开}$	$Q_{已开}$	$\Sigma Q_消$		
枯水年（保证率P=97%）	3185	2216	263	5664	−2398	−2.68
平水年（保证率P=50%）	3185	0	263	3448	+5198	+3.02

从表10—16中可见，枯水年是负均衡，即每年计划增开$3185\times10^4m^3$时，尚需借用储存量$2398\times10^4m^3$，使区域水位降深增加2.68m，但在平水年可余$5198\times10^4m^3$，是可以将枯水年借用量补偿回来的。但若遇到连续枯水年，降深会是多少？丰水年能否补偿回来？要解决这些问题，应依赖于多年水均衡分析。而多年水均衡计算是把含水层视为一个地下水库，进行多年调节计算。根据多年动态资料，从正常高水位开始，据各年的补给量和消耗量（其中含增加的开采量）逐年推算时段末的地下水埋深（或降深）。经过多年调节计算，分析在满足一定用水条件下，多年内达到的最大降深和干旱年份动用的地下水储存量能否在丰水年份得到完全的回补。

实例：河南某地农业灌溉用水的多年水均衡调节计算，如表10—17所示。根据1955—1975年的动态观测资料，计算出各年的补给量（表中左数第2栏）和计划用水量（3栏）。农业用水是枯水年多用，丰水年反而少用。调节的顺序可不按原时间序列，而选择观测序列中最高水位为起调年。本例选1964—1965年为起调年，1975年后再接1955—1956年。据来水、用水差值计算出水位变化值。由于用水常在旱季，所以还因年内借用储存量而有一个水位变化值。因此，第10栏等于8栏加9栏。从多年调节计算结果可以看出，在已有的观测水文周期中，多数年份地下水补给量不足，用水量大于补给量，地下水位有所下降，最大降深达9.3m。但丰水年份水位又可逐渐回升至埋深3m左右，这表明按多年水均衡调节用水是有保证的（见图10—15）。

表 10－17　多年水均衡调节计算值①

年份	来水量（补给）(mm)	用水量（消耗）(mm)	来用水量差值 (mm)		地下水位变化值 (mm)		多年均衡要求的地下水埋深 (m)	年用水要求的地下水位变幅 (m)	多年调节和年调节要求的地下水埋深 (m)
			+	－	+	－			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
							3.00		
1964—65	19.24	96.40		77.16		1.61	4.61	2.01	5.01
65—66	73.60	82.30		8.70		0.81	4.79	1.70	6.31
66—67	71.00	76.40		5.40		0.11	4.90	1.60	6.39
67—68	11.88	96.40		84.52		1.77	6.67	2.01	6.91
68—69	54.10	62.30		8.20		0.17	6.84	1.30	7.97
69—70	72.63	76.40		3.77		0.13	6.97	1.60	8.44
1970—71	146.11	62.30	83.81		1.75		5.22	1.30	8.27
71—72	11.88	82.30		70.42		1.47	6.69	1.70	6.92
72—73	59.35	62.30		2.95		0.06	6.75	1.30	7.99
73—74	98.53	82.30	16.23		0.34		6.41	1.70	8.45
74—75	28.19	62.30		34.11		0.17	7.12	1.30	7.71
75—55	72.28	82.30		10.02		0.21	7.33	1.70	8.82
1955—56	104.26	62.30	41.96		0.88		6.45	1.30	8.63
56—57	46.30	62.30		16.00		0.33	6.78	1.30	7.75
57—68	43.55	76.40		32.85		0.69	7.47	1.60	8.38
58—59	64.80	62.30	2.50		0.05		7.42	1.30	8.77
59—60	165.00	90.00	75.00		1.56		5.86	1.88	9.30
1960—61	63.80	96.40		32.60		0.68	6.54	2.01	7.87
61—62	240.40	82.30	158.10		3.30		3.24	1.70	8.24
62—63	45.53	68.30		22.87		0.48	3.72	1.43	4.67
63—64	191.40	62.30	192.10		2.70		3.00	1.30	5.02

①表据张蔚榛主编"地下水非稳定流计算和地下水资源评价"（修改），科学出版社 1983。

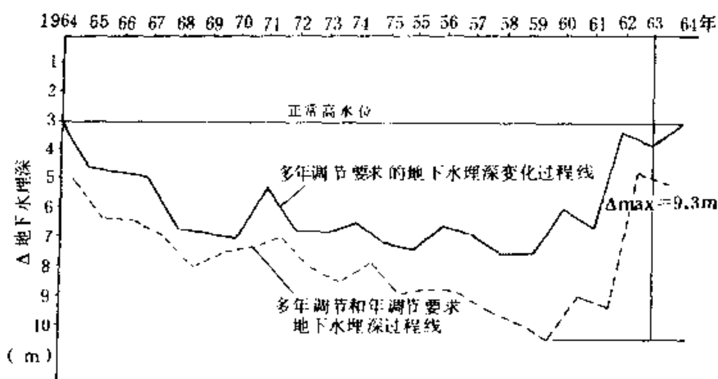


图 10—15　多年水均衡调节地下水位变化图

3. 水均衡法的特点及适用条件

水均衡法的原理明确，计算公式简单，其成果要求可粗可精，所以适应性强，在许多情况下都能运用。在地下水的补给排泄条件较简单、水均衡要素容易确定、开采后变化又不大的地区，用此法评价地下水资源的效果较好。它也常作为一种评价方法，用于验证其他方法的计算结果，论证取水量的保证程度。

但此法的计算项目有时较多，有些均衡要素难于准确测定，或者要花费较大的勘探试验工作量，特别是对开采条件下各项要素的变化及边界条件的确定比较困难。因此，有时只能算出一个粗略的量。但当条件适宜时，仍能取得较满意的结果。

§3　地下水资源评价

一、地下水资源评价概述

关于地下水资源评价概念尚无统一的认识，有人认为[19]："对地下水资源的数量、质量、时空分布特征和开发利用条件作出科学的、全面的分析和估计，称为地下水资源评价。"进行地下水资源量的评价时，首先应计算、确定允许开采量，然后分析开采条件下截获的补给量和夺取的补给增量以及溢出与蒸发的减量，分析开采动态类型，论证在整个开采期内开采和补给的平衡。据气象、水文多年观测资料，论证开采量的保证程度，预报区域动水位情况，分析开采地下水后对环境是否产生不良的影响。

地下水资源评价，可分为两种主要类型：一是在局部地段（水源地）影响范围内，为保证某具体部门的供水而评价地下水资源；二是在大面积内（如对水文地质单元或某一行政区划内），为规划开发利用地下水或综合利用自然资源而评价地下水资源。目前，对前者研究得较多，已有大量的实践经验，方法比较成熟。前节所述计算允许开采量的各种方法大都可用。而后者是近些年才开展起来的，积累的经验还不多，方法也不够成熟，有待发展。

二、地下水资源评价的原则

目前，在国内已有文献中，对地下水资源评价原则的提法大同小异。确切地说，不宜叫原则，而应当是指评价地下水资源时应考虑和注意的问题。沿用习惯语，这里仍叫原则，

有以下四条。

（1）“三水”联系，互相转化，统一评价的原则。地下水是与大气降水和地表水密切联系的，地下水与地表水在一定条件下可以相互转化。开采地下水时，使这种转化更为明显和加强。例如在河流岸边开采地下水时，其保证稳定开采的补给增量，主要是由河水转化而来；而河流的基流量又往往是由地下水转化而来。如果将地下水、地表水分别计算的资源量加起来作为总的水资源量，则会出现重复量。因此，在评价区域地下水资源时，特别是在总的水资源不够丰富的地区，应注意评价在含水层开采条件下，地表径流的变化值，最好是将该区地表水与地下水统一评价，统一规划，合理使用。

（2）以丰补欠，调节平衡的原则。在以降水为主要补给源的地区，地下水量有季节性和多年性的变化。有的地区，这种变化幅度可能很大。过去，从保险的观点出发，常取旱季、旱年最小的补给量（或保证率90%以上的补给量），作为地下水资源评价的依据。这样所得结果往往偏小，过于保守。只要含水层有一定的储存量，就可以充分利用储存量的调节作用，取多年平均补给量作为允许开采量。在旱季或旱年，可借用储存量来满足开采；到雨季或丰水年，又可将借用的储存量补偿回来。这样开采，在旱年可能出现水位持续下降的趋势，而到丰水年又可以回升，从而达到多年平衡。不过，应进行仔细计算，做到旱年旱季最大水位降不要超过允许降深及丰水年又能完全补回。

（3）考虑人类活动增加或减少的补给量及排供结合的原则。评价地下水资源时，应考虑评价区内有无人工水利工程建设，例如修建水库、开挖渠道及运河等。这类活动会引起地下水的补给量增加。当区内有矿井疏干或其他排水设施时，会引起地下水减少。应考虑如何把这些水用于供水或灌溉的可能性，即考虑供、排结合的可能性。这不仅可以一举两得，节约资金，对于地下水资源短缺的地区，也是解决水源不足的一种理想途径。

（4）安全开采，防止产生环境地质等不良后果的原则。开采地下水使水位下降，可能引起一些不良的后果，如土壤干旱、农作物受损、地面沉降、水质恶化等。因此，在评价地下水资源时，必须对环境地质等不良后果发生的可能性作出评价。对可能产生的不良后果，要作出预测和提出防治措施，以达到安全生产为原则。

三、怎样选择计算方法

评价地下水资源时，虽有许多方法可以用来计算地下水的允许开采量，但每一种方法都有一定的优缺点和适用条件。因此，只有按具体水文地质条件和可能取得的资料及勘察阶段的要求选择合适的计算评价方法，才能取得较好的效果。廖资生、余国光等将评价地下水资源量的主要方法进行了分类，并指出各类方法所需要的资料数据及适用条件，可供选择评价方法时参考（见表10—1）。

选择评价方法时，对水文地质条件方面主要应考虑：①水文地质单元的基本规律；②含水层、隔水层的性质及埋藏条件，水文地质参数在平面和剖面上的变化规律；③地下水的类型及形成地下水开采量的主要来源；④有无地表水流或水体存在，在开采条件下它们可能的变化；⑤地下水水质的变化规律；⑥本区地下水开发利用情况及对评价精度的要求。

综合考虑以上情况，再结合各种方法的适用条件来选择一种，最好是几种计算方法并用，以便相互验证。下面将局部水源地和区域的地下水资源评价，作一些简要的说明。

四、局部水源地的地下水资源评价

一般有两种做法：一是根据水文地质条件，布置经济技术合理的取水构筑物，预测出

稳定型或调节平衡型的允许开采量，或在允许降深内在一定期限的非稳定型允许开采量，即最大允许开采量的评价；另一做法是按具体的需水量来布置几种不同的取水方案，通过计算对比，选出最佳方案。若为稳定型和调节型开采动态，应评价其保证程度；若为非稳定型开采动态，应做出水位预报，评价不同开采期限内的水位情况，做出水质、水量是否能满足供水要求的结论，并评价开采后对环境是否会引起某些不良后果。

计算允许开采量的方法，一般多采用解析法或数值法。在有良好就地补给条件的地区，可用各种稳定流的公式计算，如干扰井群法、水位削减法等。对远离补给区的承压水或补给条件差的潜水，则常用各种非稳定流的方法，如干扰井群叠加法、开采强度法及各种映射边界的计算法。当含水介质和边界条件简单时，常用解析法，复杂时则用数值法或电网络模拟法等。若水源地位于不大的独立蓄水构造中，也可以用水均衡法来计算。水均衡法常与其他方法同时并用，相互验证。

扩建老水源地时，应充分利用多年开采动态资料，可用相关分析法、系统理论法和下降漏斗法计算可扩大的开采量，并可用多年调节水均衡法来论证开采量的保证程度。

在水文地质条件复杂的地区，如一时难以查清水文地质结构和边界条件而又急需作出评价时，或其他方法难以运用时，常采用开采抽水试验法来评价地下水资源。在岩溶地下河系发育地区，可用水文分析法来计算允许开采量。

评价时，还应注意分析对相邻水源地的影响和与其有水力联系的矿山疏干的关系，并做出评价。对开采后水质的变化及其它不良后果，也均应作出评价。

五、区域地下水资源的评价

随着社会的发展，需水量不断增长。为进行区域规划，或因水源地之间或与工农业用水之间的相互影响日益加强，迫使人们不能仅就局部水源地进行评价，而要求评价区域的地下水资源或总的水资源，以便于合理规划、通盘考虑，进行有计划的开采。因此，评价区域地下水资源是迫切而具有重要意义的工作。区域地下水资源的资料是为统一调配、综合利用、保护和管理总水资源或编制水文地质图时所必需的资料，是为制定开发区域地下水远景发展规划和扩大再生产时必不可少的资料。它不仅提供了区域可以开发利用的地下水数量，同时也可作为进一步勘探地下水源地的科学依据。

有人认为[17]，评价区域地下水资源时，应计算出两种开采量。一是潜在开采量（或称最大允许开采量）。这种开采量是指区域内水位降深不超过允许降深时，能取出的全部补给量（包括补给增量）及允许降深范围内的储存量。一般的取水布局是难以将它全部开采出来的，特别是细粒含水层更是如此。除非将取水井一个挨一个的布置在整个含水层上才能把它全部取出来。因此，它只反映了区域地下水潜在的保证性。二是可望开采量（或称可实现开采量），是指一定取水构筑物系统在具体开采条件下的区域开采量。它可以是已有的布置系统或考虑未来需水而补充设计的方案；也可以是根据水文地质条件和需水情况拟定的方案；或在整个含水层范围内均匀布孔。它相当于局部水源地的允许开采量，简称可开采量。一定区域内地下水的潜在开采量是一定的，而可望开采量则随具体取水方案而异。在一般情况下，可望开采量小于潜在开采量，只有在含水层介质导水性较好的地区，两者才比较接近。

为了编图方便起见，常用地下水可开采模数（$M_{可采}$）来表示地下水资源量，即单位面积每日或每年的可开采量（m^3/km^2 或 $10^4m^3/km^2$）。编图时，对水质也应考虑，应表明哪些

水适于饮用，哪些水适于工业用，哪些水只能作为灌溉用水，哪些水是不能利用的。

区域地下水资源评价工作，常常是在现有地质、水文地质勘察资料及开采动态资料的基础上进行的；必要时，也要布置适量的勘探试验等补充性工作。

区域地下水资源评价方法主要是水均衡法和数值法。在平原区，条件简单时也可用解析法；在基岩山区，可用水文学法，有资料可比较时可用水文地质比拟法。水均衡法主要用来计算潜在开采量。在一定条件下，如在有限的构造内、含水层的导水性较好的地区，也可用水均衡法计算可开采量。常用水动力学法计算可开采量，条件较简单时可用解析法，复杂时用数值法或电网络模拟法，条件适宜时也可用平均布井法。

区域地下水资源评价，应按独立的水文地质单元进行，如层状自流水盆地、河谷地带、大型冲洪积扇、山前平原、山间盆地及结晶岩块等。在评价范围内，应划分出水均衡区域，区内应包含补给和排泄区。一般只对区内具有实际意义的主要含水层进行评价。

现将不同单元评价的特点简述如下：

(1) 评价层状自流盆地的地下水资源量时，首先必须按资源的形成条件分区。若为多层系统时，应评价其相互联系、各层之间的地下水资源情况及承压水与潜水、地表水的相互联系。可用水均衡法、平均布井法来计算潜在开采量和可开采量。

(2) 评价大型冲洪积扇的区域地下水资源量时，计算其天然补给量是很重要的；同时，人类经济活动（如渠道、灌溉等）对开采量的形成也有重要影响。因此，评价时必须考虑有关水利设施情况。可用多种方法计算地下水的可开采量。

(3) 在褶皱区，地下水往往分布在各个面积有限的封闭构造带内，每一个封闭构造都是一个独立的具有补给、排泄的均衡单元。如含水层由强裂隙或岩溶岩层组成，周围被弱透水或不透水的岩石圈闭，进行区域地下水资源评价时，则应当确定每一个封闭构造的水资源量，然后再总加起来。适宜用水均衡法和水文地质比拟法计算可开采量。

(4) 古老结晶岩块与上述条件相似，其特征是在弱富水岩石中发育有局部富水地段。与上述封闭构造型的主要区别是，构成地下水开采量的面积远大于富水地段的面积，因为开采时可以从弱透水性岩石中汇集一些地下水。区域地下水资源评价的主要任务是划分出富水地段，宜于用水均衡法和水文地质比拟法计算每个富水地段的可开采量，总和起来便是区域可开采量。

(5) 基岩山区地下水资源的评价，可用泉水流量总和法，它接近于潜在开采量。计算可开采量时，应划分出适于开发利用的泉，把它们的流量总加起来，并给以保证率，便是可开采量。

(6) 常年有水的河谷地带，当其常流量超过取水构筑物的可能取水量时，可用线性开采模数法评价。线性开采模数是指单位长度河流的可开采量，可用水动力学法或开采抽水试验法求得。如果河流的个别地段有不同的渗透阻力时，可建立允许降深与河床沉积阻力的相关关系，确定其阻力。如果河流的平水期流量有限，而含水层的调蓄能力强，调节容量较大时，则可考虑利用这一特点，在平水期借用地下水储存量，在洪水期再补偿回来。对这种地带，还应考虑地下水、地表水统一规划、统一评价和统一开发。

(7) 山间盆地常常是完整的水文地质单元，宜用水均衡法评价区域地下水资源量。盆地出口往往是地下水和地表水集中排泄的地点。如果有这里的长期观测（站）资料，则对提高计算精度很有帮助。当已有勘探资料较多时，也可用数值法来计算。特别要注意统一

考虑地下水与地表水的联系程度。

(8) 沉降平原区常沉积有巨厚的松散沉积物，形成多层含水层，厚度很大，储存量很丰富。有的平原水质较复杂，如华北平原有相当数量的高矿化水不能应用。在进行地下水资源评价时，应注意水质问题，注意开发淡水时咸水的变化，并应将浅层水与深层水分开评价。可用平均布井法、开采模数法计算可开采量，用水均衡法计算潜在开采量，有条件时也可用数值法进行大面积的区域评价。

六、地下水允许开采量的分级

地下水的允许开采量相当于固体矿产的储量，由全国矿产储委统一审批。为了根据不同目的和具体水文地质条件选择适当的计算评价方法，以得到不同精度的开采量，便于开发利用，有必要对允许开采量进行分级。我国1988年颁布的国家标准GBJ27-88《供水水文地质勘探规范》中，将允许开采量分为A、B、C、D、E五级，各级的精度按下列五个方面进行分析和评价：

(1) 水文地质条件的研究程度；

(2) 动态观测时间的长短；

(3) 计算所引用原始数据和参数的精度；

(4) 计算方法和公式的合理性；

(5) 补给的保证程度。

各级允许开采量精度的具体要求如下：

E 级：①据现有地下水资料，结合路线踏勘，概略了解区域水文地质条件；②推测圈定的可能富水地段；③粗略评价地下水资源，估算允许开采量。

D 级：①初步查明含水层（带）的空间分布及水文地质特征；②初步圈定可能富水地段；③概略评价地下水资源，估算地下水允许开采量。

C 级：①基本查明含水层（带）的空间分布及水文地质特征；②初步掌握地下水补径排条件及其动态规律；③有据有观测孔的抽水试验或枯水期的地下水动态资料所确定的有代表性的水文地质参数；④结合开采方案初步计算允许开采量，提出合理的采用值；⑤初步论证补给量，提出拟建水源地的可靠性评价。

B 级：①查明拟建水源地的水文地质条件与供水有关的环境水文地质问题，提出开采地下水必需的有关含水层的资料和数据；②根据一个水文年以上的地下水动态资料和互阻抽水试验或试验性开采抽水试验所计算出的水文地质参数，论证水文地质条件，掌握含水层的补给条件及供水能力；③建立或完善数学模型，结合具体的开采方案，计算和评价补给量，确定允许开采量；④预测开采条件下地下水的水位、水量、水质和环境地质各方面可能发生的变化；⑤提出保护和改善地下水水量和水质的措施。

A 级：①具有为解决开采水源地具体课题所进行的专门研究和试验成果；②根据开采的动态资料进一步完善地下水数学模型，并逐步建立地下水管理模型；③掌握三年以上水源地连续地开采动态资料，并对地下水允许开采量进行系统的多年的均衡计算和评价；④提出水源地改造、扩建及保护地下水资源以及环境的具体措施。

A级主要作为调节开采制度、科学管理及改造扩建水源地的依据；B级作为建设水源地，进行技术设计和施工设计的依据；C级可为供水选择水源地提供初步设计依据；D级和E级为建设项目的总体设计或为经济发展规划提供水源的依据。

第十一章　地下水资源的开发、保护与管理

供水水文地质勘察的任务，除查明水源地地下水的形成，进行水质与水量评价外，还应研究合理地开发和保护地下水资源，以及加强科学管理工作，以利于长期正常地开采利用地下水资源。

地下水的水量和水质，都有各自的形成规律。在天然条件下，绝大多数地区地下水的水量与水质均处于相对平衡状态之中。有时，它们也可能随着某种自然因素的变化而变化，但其变化过程一般是非常缓慢的。因此，只要能正确地认识它们的形成规律，就基本上可以做到在不破坏原有均衡关系的条件下，充分利用地下水资源为人类造福。但是，如果违背这些规律，盲目、恣意地开采地下水资源，就会破坏其均衡关系，给人类的生活、生产、环境及自然界的生态平衡带来种种严重后果。

随着社会的发展，生产、生活水平的提高，人们对水的需求量愈来愈大，开发利用的地下水资源量也在日益增加。随着开采规模的不断扩大，出现了地下水位区域性持续下降、水质不断恶化及其他种种环境地质问题。这主要是由于人们在开发利用地下水中缺乏统筹兼顾、合理使用和珍惜水资源等观念所造成的。本章将简要介绍地下水资源合理开发利用、保护和管理问题。

§1　地下水资源的开发

一、水源地的选择

对于大、中型集中供水水源地，就是选择取水地段的具体位置；对小型分散供水的水源地，则是选定水井布置的具体位置。水源地（水井）位置选择得正确与否，不仅关系到水源地建设的投资，而且关系到是否能保证水源地长期经济、安全地运转和避免产生各种不良的环境地质作用。

在选择集中式水源地的位置时，一般应考虑以下技术和经济条件。

为满足需水量和节省建井费用，水源地应尽可能选在含水层透水性好、厚度大、层数多、分布较广的地段上，如冲洪积扇的中、上部砂砾石带和轴部，冲积平原的古河床，厚度较大、裂隙或岩溶发育的层状或似层状裂隙或岩溶含水层，延续深远的断裂及其它脉状基岩含水带。

为增加开采补给量，保证水源地的长期均衡开采，水源地应尽可能选择在能最大限度拦截区域地下径流的地段，或接近补给水源、能充分夺取各种补给量的地段。例如，在基岩区，水源地常选在集水条件最好的区域性阻水界面的上游一侧；在松散地层分布区，水源地应尽量靠近补给地下水的河流岸边；在岩溶区，最好选择在区域地下径流的排泄区附近。

为保证水源地投产后能正常运转和避免开采后产生种种不良后果，在选择水源地时，应尽量远离原有的取水或排水点，减少互相干扰，避免新旧水源之间、工业和农业用水之间、供水和矿山排水之间产生矛盾。

为保证水源地出水的质量，应将其选择在不易引起水质污染或恶化的地段上，如远离城市或工矿排污区的上游，远离已被污染或天然水质不良的地表水体或含水层地段，避开易使水井淤塞、涌沙或水质长期混浊的流砂层或岩溶充填带等。为减少垂向污水渗入的可能性，最好把水源地选择在含水层上部有厚度较大的稳定隔水层分布的地方等。

为了减少因开采地下水后引起的不良环境地质问题，水源地应选在不易引起地面沉降、塌陷、地裂、滑坡等有害地质作用的地段上。

在选择水源地时，还应从经济、安全和扩建前景方面加以考虑。在满足水量、水质要求的前题下，为节省建设投资，水源地应尽可能靠近供水区；为降低取水成本，应选择在地下水位浅埋或自流的地段；对河谷水源地，要考虑水井可能被淹没的问题；用人工开挖的大口径取水工程，则要考虑井壁的稳固性。当有几个水源地方案可供比较选择时，还应考虑未来扩大开采的前景条件。

在实际工作中，应按以上原则全面分析考虑。若具体条件不能完全满足时，则应分出主次，尽量满足主要条件。上述原则对于山区基岩裂隙水小型水源地的选择（或单个取水井的定位），也基本上是适合的。但是，由于基岩地区地下水分布极不均匀，水井的布置主要决定于强含水裂隙带及强岩溶发育带的分布位置。此外，布井地段上游有无较大补给面积、地下汇水条件及夺取开采补给量的条件，也是确定基岩区水井位置时必须考虑的因素。

二、取水建筑物的类型和适用条件

正确地选择取水建筑物的类型（井型），不仅关系到能否以最少投资取得最大出水量；同时，也关系到水源地建成后能否长期运转和取水成本低的问题。正确地选择井型，常常是能否成井的关键。

取水建筑物类型的选择，主要决定于含水层（带）的空间分布特点及含水层（带）的埋藏深度、厚度和富水性能；同时，也与设计需水量大小、预计的施工方法及选用的抽水设备类型等因素有关。现将目前我国常用的取水建筑物类型及适用条件列于表 11—1 中。除表 11—1 中所列各种常见的单一取水建筑物外，还有一些适用于某种特定水文地质条件的联合取水工程，如开采深埋岩溶含水层的竖井、钻孔联合工程；开采复杂脉状含水层（带）的竖井—水平或倾斜钻孔联合工程和竖井—水平坑道联合工程；开采岩溶暗河水的拦地下河堵坝引水工程等。

三、取水建筑物的合理布局

水源地的范围和取水建筑物的类型确定之后，怎样合理地布置取水建筑物，才能最有效地开采地下水并防止有害后果的产生，就成为最重要的工作。合理布局主要指取水井平面和剖面上的布置（排列）形式及井间距离与井数等的确定。

1. 水井的平面布局

水井的平面布局主要决定于地下水可开采量的组成性质及其运动形式。

在地下径流条件良好的地区，为充分拦截地下径流，水井应布置成垂直地下水流向的井排形式，视地下径流量的大小，可布置一个或几个井排。例如，我国许多山前冲洪积扇中、上部的水源地，主要是靠上游地下径流补给的河谷水源地，以及由一些巨大的阻水

界面所形成的裂隙-岩溶水源地，多采用上述水井布置形式。如水源地的主要补给水源可能是地表水体时，则开采井排应平行于水体的延伸方向布置。当含水层四周被透水边界包围时，开采井也可以布置成环形、三角形、矩形等集中孔组形式。

在地下径流滞缓的平原区，当开采量以含水层的储存量或垂向入渗补给量为主时，则开采井群一般布置成网格状、梅花形或圆形的形式。在以大气降水或河流季节补给为主、纵向坡度很缓的河谷潜水区，其开采井则应沿着河谷方向布置，视河谷宽度布置一到数个井排。

在岩层导、储水性能分布很不均匀的基岩裂隙水分布区，水井的平面布局主要受富水带分布位置的控制，应把水井布置在补给条件最好的强含水裂隙带上，而不必拘束于布井规则要求的布置形式。农田灌溉水井的布局，则均匀分布在整个灌区。

2. 水井的垂向布局

对于厚度大（大于 30m）的含水层或含水组，是采用完整井开采，还是用非完整井分段分层多井开采，尚需研究和试验。而对于厚度不大（小于 30m）的松散含水层和大多数基岩含水层，一般采用完整井开采最合理，因此不存在垂向布局问题。

西安某水源地为大厚度冲、湖积含水层，通过分段抽水试验得到过滤器长度（L）与水井出水量（Q）的关系曲线（图 11—1）。由图可见，出水量随着滤水管长度的增大而急剧加大，但其增长强度（$\Delta Q/\Delta L$）愈来愈小（见图 11—2）。当滤水管增加到一定长度后，出水量已基本不再增加了。进行供水管井设计时，一般取 $\Delta Q/\Delta L=0.5$ 的滤水管长度（L_a）作为分段取水设计的依据，将这个 L_a 称"过滤器的合理长度"，它约占整个井出水量的 90%—95%。

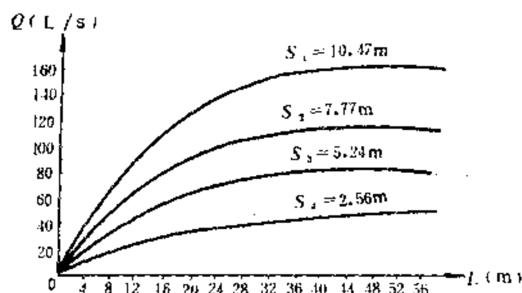


图 11—1　出水量与滤水管长度关系（Q—L）曲线

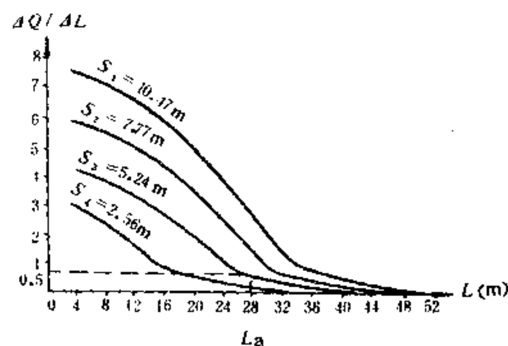


图 11—2　出水量增加强度与滤水管长度关系（ΔQ/ΔL—L）曲线

过滤器的合理长度还与水位降深、含水层厚度、渗透性、过滤器直径等因素有关，可根据抽水试验或用经验公式计算确定，一般为 20—30m 之间。

为了充分汲取大厚度含水层整个厚度上的水资源，可以在含水层不同深度上采取分段（或分层）取水的方式。一般采用井组形式取水，多由 2—3 口水井组成，可布置成三角形或直线形。井间距一般为 3—5m 即可。当含水层颗粒较细或水井封填质量不好时，为防止深、浅水井间水流串通，可把孔距增大到 5—10m。相邻取水段之间的垂向间距（图 11—3 中的 a 段）的确定原则是：既要减少垂向上的干扰强度，又能充分汲取整个含水层厚度上

表 11—1 常用的地下水

类型	取水建筑			水文地质		
	适用地区	断面尺寸	深度范围（m）	地下水位埋藏深度（m）	出水量（m^3/h）	含水层厚度（m）
管井	基岩山区和平原、河谷区的各类含水层	常用井径为150—600mm，最大可达1000mm	一般为20—300，最大深度可达500—600，热水井深度可更大	一般小于50，最大可达200，如用串联深井泵，水位深度可达250	水量必须满足机抽要求，一般不得小于5—10，最大出水量可达800—1200	对于松散孔隙含水层，要求厚度>3，脉状裂隙含水层（带）厚度可稍小
筒井（大口井或竖井）	丘陵、平原区埋深较浅的各类含水层	常用井径2—5m	一般深度<40，基岩区深度可达100	水位埋深略小于井深即可	出水量可大可小，不受限制	可大可小，视需水量而定
水平集水工程	河谷区孔隙含水层或谷底风化裂隙含水层，山前冲洪积潜水含水层	断面直径0.5—1.5m或为相应尺寸梯形和矩形断面	一般深度3—7，最大可到10，长度出几十米到100m以上	水位埋深略小于廊道或集水管深度即可	无严格要求，1米长度上的出水量一般在10—30m^3/d	一般应大于2
斜井	基岩山区和山间盆地边缘近山麓地区的基岩裂隙-岩溶含水层	一般为1.8×2.0m，倾斜30—40度	斜长50—200，垂直深度一般<100，目前国内斜井的最大斜长可达650，垂直深度300余米①	不严格受地下水位埋深限制，目前我国斜井的最大水位埋深可达170余米②	不受水量大小的限制，但最好能满足离心泵机抽要求（>10），目前国内斜井的最大开采量为500③	可大可小，视需水量而定
大池（平塘）	起伏不大的丘陵台地、山前地区，间歇性流水沟谷。风化裂隙潜水和孔隙潜水	大池平面尺寸，一般为15×15—30×30m或更大	一般深度为10—15，目前国内大池的最大深度为45④	地下水位埋深小于池深3—5即可	要求同斜井，目前国内大池的最大开采量为3600⑤	同斜井
扩泉井（塘）	泉口附近	平面尺寸同大池或筒井	一般深度3—10	地下水位接近地面或自流	不受水量大小限制	最好>2

①②—山西省阳泉市小河斜井。③—河北省峰峰矿务局供水斜井。④⑤—河南省新乡市恩公泉大池。

取水建筑物及适用条件

条件 适合的条件	常用提水设备	优点	缺点
适合于倾角较缓（<45°—60°）、厚度较大、含水层顶板和水位深度较大及水量较丰富的各类含水层（带）	视水位埋藏深浅，可选用各种水泵，常用立式深井泵和潜水泵	不受井深和地下水位埋藏深度限制，单井出水量可以较大，适合于机械化施工，成井快，占地少，管理方便，使用最广泛	不适合于弱渗透性的含水层和厚度很小且产状陡立的基岩含水层（带）。只能机械化成井，缺水地区施工用水困难，提水设备较昂贵
适合于埋藏深度不大、埋藏条件比较复杂的各类含水层（带）	立式深井泵、潜水泵、离心泵均可，也可采用人工提水	可以土法施工，在弱含水层中，由于井筒直径和容积较大，可起增流集水双重作用，可在井筒中改挖平硐或开凿水平、倾斜钻孔（或坑道）揭露复杂的陡窄裂隙含水层（带），或用辐射井，增加水井出水量（于孔隙含水层中）	不适合于顶板埋深和厚度过大的含水层（带），当岩石破碎或上部有弱含水层时，施工困难，由于多为非完整井形式，故不能充分利用地下水源
适合于埋藏不深、厚度不大的松散孔隙含水层和谷底风化裂隙含水层，在干旱的山前地区可布置成坎儿井形式，在河谷区可布置成沿河渗渠或垂直河谷的截水廊道形式	在集水井中用离心泵抽水，地形条件许可时，可用管渠将地下水自流引出地面	易于土法施工，可以有效拦截谷底地下水流，充分夺取地表水补给量，取水费用较低	不适合于埋深较大、径流分散、地下水位年变幅较大的含水层
特别适合于水量丰富、水位埋深较大的山前岩溶水分布区，亦适用于产状较陡的其它脉状含水带，由于井筒与含水层（带）近于垂直，故成井把握性较大	主要采用井下离心泵抽水	可以土法施工，比筒井易于施工，提水设备和抽水成本经济，可不受较大水位变幅影响（水泵可沿斜井升降），从陡峭坡脚向山体开挖斜井，比采用垂向取水工程优越（施工方便，易于成井）	不适合产状平缓、埋深过大（>100m）的含水层（带），当岩石破碎和上部有弱含水层时，施工困难
主要适合于埋藏深度较小、厚度不大、渗透性较弱的风化裂隙潜水和残坡积、冲洪积孔隙含水层，亦适合于厚度小、产状陡斜的各种裂隙含水带	离心泵，当水位埋深较大或水位变幅较大时，可用开采泵船	便于土法施工，在陡窄的和弱含水层（带）中开挖大池易于成井，并可起到汇水、蓄水的双重作用，尚可养鱼和美化环境	只适用于地形较平缓，含水层（带）埋藏较浅的地区。岩石破碎时，施工困难，池壁需加固和防渗处理，占用土地面积较大
适合于有部分水量通过地下排泄的泉水，以及加大降深时流量可显著增加的泉水	离心泵抽水或自流引水	可以土法施工，投资少，收益快。对于天然流量较小的泉水，可以起到增流蓄水的双重作用	上覆松散沉积物厚度较大时施工困难，对于隔水底板出露地表的接触下降泉或其它全排泄型泉水，扩泉效果不佳

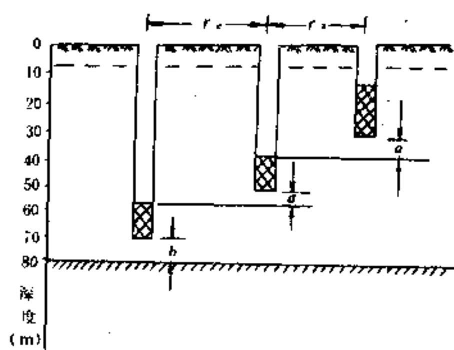


图 11—3 分段取水井组布置示意图

的地下水资源。表 11—2 列出了在不同含水层厚度条件下分段取水的垂向间距 (a) 等的经验数据。实践经验表明，滤水管垂向间距在 5—10m 时，其垂向水量干扰系数一般都小于 25%，完全可以满足设计的要求。

实践证明，在透水性较好（中砂以上）的大厚度含水层中分段（层）取水，既可有效地开发地下水资源，提高单位面积产水量，又可节省建井投资（不用扩建或新建水源地），并能减轻浅部含水层的开采强度。据北京、西安、兰州等市 20 多个水源地统计，由于采用了井组分段取水方法，水源地的产水量都获得了成倍增加。当然，井组分段（层）取水也是有一定条件的。如果采用分段取水，又不相应地加大井组之间的距离，将会大大增加单位面积上的取水强度，从而加大含水层的水位降深或加剧区域地下水位的下降速度。因此，对补给条件不太好的水源地，采用分段取水方法时要慎重。

表 11—2 分段（层）取水井组配置参考资料表

序 号	含水层厚度 (m)	井组配置数据			
		管井数 (个)	滤水管长度 (m)	水平间距 (m)	垂直间距 a (m)
1	30—40	1	20—30		
2	40—60	1—2	20—30	5—10	>5
3	60—100	2—3	20—25	5—10	≥5
4	>100	3	20—25	5—10	≥5

（据《供水水文地质手册》）

3. 井数和井间距离的确定

两者的确定原则是：在满足设计需水量的前提下，本着技术上合理，且经济、安全的原则确定水井（井组）的数量与井间距离。取水地段范围确定之后，井数主要决定于该地段的允许开采量或设计总需水量和井间距离，以及单井出水量的大小。

集中式供水水井的数量与井间距，一般是用解析法井流公式计算确定的。即首先根据水源地的水文地质条件、井群的平面布局形式、需水量的大小及设计允许水位降深等已给定的条件，拟定出几个不同井数和井间距的开采方案，然后选用适合的公式计算每一布井方案的水井总出水量和指定点或指定时刻的水位降深，最后优选出水量和指定点水位降深均满足设计要求、井数最少、井间干扰强度不超过要求（一般要求水量减少系数小于 20%—25%）、建设投资和开采成本最低的布井方案，即技术、经济最合理的井数与井距方案。

农田灌溉供水井的布局，主要是确定合理的井间距离。考虑的主要原则是：单位面积上的灌水量必须与该范围内地下水的可采量相平衡。力求将开采地下水时的井间干扰减到

最小，以节省设备和动力，降低开采成本，充分发挥单井效益。如果井距太小，井数增多，井间干扰增大，单井出水量就会减小。这不仅会增加投资和消耗动力，甚至能引起区域地下水位持续下降，使开采条件恶化。井距太大，虽然井间干扰减少，单井出水量较大，但其需要控制的灌水面积增大，单井出水量难以满足灌水定额要求。因此，需要兼顾上述的两个方面确定合理的井距。其方法有以下几种。

(1) 单井灌溉面积法：当地下水资源较丰富，能满足灌溉需水量要求，单井出水量又较大时，则可简单地根据需水量来确定井数与井距。首先，根据单井出水量计算单井保浇面积 F（亩[1]）：

$$F = \frac{Q \cdot T \cdot t \cdot \eta}{W}$$

式中：Q——单井出水量（m^3/h）；

T——一次灌溉所需的天数（d）；

t——每天抽水时间（h）；

W——灌水定额（m^3/亩）；

η——渠系水的有效利用系数。

如果水井按正方网状布置，则水井间距离 D（m）应为：

$$D = \sqrt{667F} = \sqrt{\frac{667QTt\eta}{W}}$$

如果水井按等边三角形排列，则井间距为：

$$D = 2 \cdot \sqrt{\frac{667F}{\sqrt{3}}}$$

整个灌区内应布置的水井数（n）为：

$$n = \frac{A \cdot \beta}{F}$$

式中：A——灌区的总面积（亩）；

β——土地利用率（%）；

F——单井控制的灌溉面积（亩）。

从以上公式可见，用这种方法计算的井数和井距，主要决定于单井所控制的面积。在单井水量一定的条件下，单井控制面积大小决定于灌水定额。因此，应从平整土地、减少渠道渗漏、改进灌溉技术等方面来降低灌水定额。

(2) 开采模数法：在地下水资源不太丰富的地区，为了保护地下水资源不至枯竭，须保持灌区内地下水量的收支平衡。因此，只能根据允许开采量来计算井数和井距，但不一定能保证满足全部土地灌溉所需的水量，不足部分，可用地表水或其他方法解决。

如果已知该区含水层的允许开采模数 M_b〔$m^3/(km^2 \cdot a)$〕时，则每平方公里面积上的平均井数（N）为：

$$N = \frac{M_b}{Q \cdot t \cdot T_1}$$

[1] 1 亩 = 666.6 m^2。

式中，T_1 为每年采水天数（d）；t 为每天采水时数（h）；Q 为单井出水量（m^3/h）。其合理井间距 D 为：

$$D=\frac{1000}{\sqrt{N}} \qquad (m)$$

（3）根据抽水（或开采）试验确定井距：以上两种计算方法是用于地下水资源量已查明的情况下。实际上，一个地区在开采地下水的初期阶段，水资源状况往往尚未完全查明。在这种情况下，可进行抽水试验或开采试验，根据互相干扰影响的程度确定合理的井距，至少应将井距限制在多孔干扰抽水的出水量减少值不超过单井出水量的20%—25%，据此得出最小井距，指导地区打井。河北衡水地区确定的允许最小井距列人表11—3中。如果按允许的最小井距布井后，开采水量若大于允许开采量，则须人工补给地下水或地表水与地下水综合利用，或限量开采，以避免因消耗永久储存量引起地下水位持续下降，导致开采条件恶化和水资源枯竭等环境地质问题的发生。

表11—3　河北省衡水地区允许最小井距

含水层类型	井深（m）	允许最小井距（m）	允许最大机井密度（个/km²）
浅层水（潜水、半承压水）	<50	250—300	11—16
全淡水（潜水、半承压水）	<150	600—800	4—2
深层淡水（承压水）	150—250	1000	1
深层淡水（承压水）	250—350	1500	0.45
深层淡水（承压水）	>350	1500—2000	0.25—0.45

四、管井的结构设计

一个已选定的地下水源地，能否实现预期的产水量，除了与水井的合理布局有关外，还与水井的结构密切相关。因此，水文地质人员应具有管井结构设计的基本知识。

生产用管井的结构与勘探阶段抽水试验钻孔结构相似，但也有一些不同之处。两者相似之处是，井身的基本结构和各部分的功用相同，即都是由井壁管、滤水管（过滤器）和沉淀管三部分构成。其主要的差别是，抽水试验孔主要是为了满足取得含水层的某些水文地质计算参数或取得水位降深与钻孔出水量关系的资料，故其井径无须太大，且试验结束后需起拔井管；而供水管井则主要是为了取得足够的水量，故一般口径较大，同时要求能长期安全运转。这些特点就是供水管井设计时必须考虑的因素。

1. 井身的结构

当供水管井的深度不大时，为了使整个井身保持较大的直径，以增加进水量、便于下入水泵和为了节省管材，以及施工方便，设计时应尽量简化井身结构。对孔深小于100m的浅供水井，一般采用同径到底的井身结构；对于100m以上较深的水井，为了在维修时易于起拔井管，或受凿井设备能力的限制和为了节省管材，可考虑采用变径的井身结构。

2. 井径（钻孔直径）

井径的大小主要决定于管井的设计取水量，凿井设备的能力，所用井管、滤水管的口径和人工填砾的厚度。据供水管井设计规范[1]的要求，井径应比所选用的过滤器外径大

[1] 城乡建设环境保护部：《供水管井设计、施工、及验收规范》（1984年）。

50mm（填砾较厚时，应大150—200mm）。如为基岩裸井，则要求井径比抽水设备标定的井管内径大50mm。此外，在确定松散含水层中的管井井径时，还须用允许入井渗透流速（$v_{允}$）复核。这是为了减少水流经过过滤器的摩阻损失，为此必须降低水流进井的速度。如果该速度过大，不仅会大大增加水头损失（因水头损失与流速的平方成正比），而且将带动井外的细砂等逐渐聚集、堵塞在过滤器外表。随着井的开采，堵塞将逐渐严重，使井的出水量显著减少；严重时可使井出水量减少到20%以下。因此，水井的直径应满足下式要求：

$$D \geqslant \frac{Q}{\pi L v_{允}}$$

式中：D——设计的管井井径（m）；

Q——设计的取水量（m^3/s）；

L——过滤器工作部分长度（m）；

$v_{允}$——允许入井渗透流速，可查规范中的经验数值（m/s）。

3. 井管的种类和规格

井管包括井壁管、过滤管和沉淀管。对于临时性的抽水试验井来说，由于在下人和起拔井管时需要承受较大的压力和拉力，故要求井管材料应有较大的强度，一般多用无缝钢管。而对于供水井的井管材料强度，不必有太高的要求。但由于井管长期埋置地下，故要求有较强的抗腐蚀性能，一般可采用造价较便宜的铸铁管、水泥管、塑料管及陶瓷管等。当水井深度较大时，则应采用抗压、抗拉强度较大的钢管或玻璃钢管。

如果仅仅从井径与水井出水量的关系来看，根据北京水文地质队的试验，井管（指过滤管）的口径大于203.2mm就不会过多地影响管井的出水量。因此，在设计中主要是根据所选用的抽水设备类型和规格确定井管的口径。

设计时，要求井管的内径应比抽水设备要求的井管公称内径大50mm。同时，亦应根据设计的取水量，用允许入管水流速度进行复核，即过滤管的外径应满足于下式要求：

$$D \geqslant \frac{Q}{\pi L n v_{允}'}$$

式中：D——过滤管外径（缠丝过滤管，应算至缠丝外表）（m）；

Q——设计取水量（m^3/s）；

L——过滤管的工作部分长度（m）；

n——过滤管表层进水面的有效孔隙率（%）；

$v_{允}'$——允许入管水流速度，其值可按表11—4确定（m/s）。

常用井管类型、口径，钻孔直径、深度的配合关系，如表11—5所示。

表11—4 计算过滤管外径的允许入管流速[①]

含水层渗透系数(m/d)	允许入管流速(m/s)
>122	0.030
82—122	0.025
41—82	0.020
20—41	0.015
<20	0.010

①本表资料引自城乡建设环境保护部《供水管井设计、施工及验收规范》。对填砾或非填砾过滤器均适用。当地下水有结垢和腐蚀的可能时，其允许入管流速应减少1/3—1/2。

表 11—5　孔深、孔径、管径与井管类型配合表[1]

孔　深 (m)	钻孔直径 (mm)	井管直径 (英寸)[2]	井　管　类　型
<60	>400	8、10、12	砖瓦管，凝灰土管，塑料管，铸铁管
60--300	400—500	8、10、12	混凝土管，塑料管，玻璃钢管，铸铁管、钢管
300－450	400—450	8、10	玻璃钢管、铸铁管，钢管
>450	250—350	6、8	玻璃钢管，钢管

①见表 11--4。②1 英寸＝25.4mm。

4．过滤器类型的选择

正确选择过滤器类型，是保证供水井取得最大出水量、消除涌砂、延长水井使用年限的关键。在实际工作中，往往因过滤器类型（或材料）选择不当，造成水井大量涌砂，或因地下水的化学、微生物腐蚀结垢作用造成水井淤塞或滤水孔（网）被堵，使水井出水量减少，甚至完全失去出水能力。有时，大量涌砂，会导致地面产生塌陷。

为了增大钻孔的出水量，必须设法使地下水流向钻孔的各种阻力减少到最低限度。在各种阻力中，以紊流摩阻和地下水流经滤水断面时的摩阻损失最大。为了减少这些摩阻损失，就必须用人工方法加大井管外围的渗透性能。目前，最有效的办法就是采用填砾过滤器，并尽可能增大填砾层的厚度，并选用与含水层性质相适应的填砾规格。

选择过滤器类型时，对于松散孔隙含水层，主要考虑的是含水层的颗粒大小及分选程度；对基岩含水层（带），则既要考虑岩石的稳固程度，又要考虑孔洞、裂隙中疏松充填物质的粒度和分选程度。适于不同含水层的过滤器种类及规格及井的出水量列于表 11—6 中。过滤器的材料，主要是根据地下水有无侵蚀性来选择。因此，要求在钻进和抽水试验过程中，及时采取土样、水样，进行颗粒的筛分和水质侵蚀指标的分析，以便正确设计过滤器。

五、管井的成井工艺

管井的成井工艺，包括从钻进开始直至下管、回填、洗井等多道工序。其中的任何一道工序处理不当或完成质量不高，都会影响水井的成井质量。轻则影响水井的出水量，减少水井使用年限；严重时，可使水井报废。故水文地质人员必须对成井工艺有所了解，并予以重视，与钻探人员配合，共同保证成井质量。由于有关成井工艺的详细要求，在各种钻井技术规程或手册中均有论述，本教材对成井工艺的一般流程和要求，仅列表说明（见表 11--7）。这里着重介绍对成井质量影响较大的洗井方法。

洗井工作是管井成井工艺中最后和最重要的一道工序。洗井的好坏对管井出水量有很大的影响。洗井的目的、任务及技术要求已列于表 11—7 中。

洗井的方法基本上可分为机械洗井和化学洗井两大类。前者目前普遍使用，而后者最有发展前途。

1．机械洗井法

目前使用最广泛的是活塞洗井法和空压机洗井法；其次是水泵抽压洗井法、冲孔器洗井法和各种联合洗井法。

表 11—6 适于不同含水层中井的口径、过滤器的规格类型及出水量[1]

含水层岩性		粉砂	细砂	中砂	粗砂砾石	卵石、砾石	基岩
岩层结构、成分		颗粒较均匀，$d_{50}=0.1mm$，一般含部分粘土，渗透系数为5m/d	颗粒较均匀，$d_{50}=0.15—0.2mm$，渗透系数为10—20m/d	颗粒较均匀，$d_{50}=0.25—0.4mm$，渗透系数为30—50m/d	颗粒不均匀，$d_{50}=0.5—1.25mm$，渗透系数为100—200m/d	颗粒不均匀，$d_{50}=1.25—50mm$，渗透系数为200—1000m/d	溶洞、裂隙发育的石灰岩，洞内水清，无充填物
井的口径		井壁管和过滤器为150—200mm；上部井管，为了装泵有时为250—300mm	井壁管和过滤器200mm，上部为了装泵，有时为300mm	井壁管和过滤器为200—300mm，上部为了装泵，有时为350—400mm	井壁管和过滤器为300—400mm，上部为装泵，有时为450—500mm	井壁管和过滤器为400—1000mm，上部为装泵，有时为1200mm	上部开口为500mm，依次缩小口径为426、377、325、273、219mm等口径
过滤器	一般长度(m)	20—40	20—40	20—40	20—50	20—50	
	较大出水量(m^3)	40—50	40—50	40—50	50—60	50—60	
过滤器的种类		双层填砾过滤器，填砾过滤器	填砾过滤器	填砾过滤器	缠丝过滤器，填砾过滤器	缠丝过滤器，填砾过滤器	带圆孔钢管、填砾过滤器
井的单位降深出水量[$m^3/(d\cdot m)$]		50—100	100—200	200—300	300—500	500—2000	1000—10000
常用的水泵类型		SD_8深井泵 6JD	8JD深井泵 SD_{10} SD_{12}	10JD深井泵 12JD	12JD深井泵 14JD 16JD	20H深井泵 30JD深井泵	14JD深井泵， 16JD深井泵

[1]据《供水管井设计施工指南》，中国建筑出版社，1984年。

表 11—7 水井成井工艺及主要技术要求[1]

工序	成井工艺名称	主要作用或任务	与水井质量关系	主要技术要求
1	选择冲洗介质	选择适合地层特点的冲洗介质，保证安全、高效率钻进	①保证孔壁圆滑、平整，利于井管、过滤器安装；②影响地下水向井内的渗透能力和水井的出水量	①对稳定基岩或粘性土层，应采用清水液；②对松散、破碎或水敏性地层，应采用泥浆；③对强渗漏和缺少水源地区，采用空气介质
	配制泥浆	固壁，冲洗岩粉，冷却钻头，润滑钻具		根据地层的稳定性、含水层渗透性及水头压力、施工周期，所使用泥浆的相对密度、含砂量、粘度、失水量指标应符合规范要求
2	终孔物探测井	确定含水层(带)及咸、淡水界面位置	保证井壁管、滤水管准确地下置到设计深度；保证水井的止水、进水效果	采用综合物探测井方法，配合取芯记录及钻进中的水文地质观测，准确确定水井地层剖面、咸淡水界面位置及井径的变化

续表

工序	成井工艺名称	主要作用或任务	与水井质量关系	主要技术要求
3	井孔斜度测量	保证井轴线垂直	如井轴不垂直，则： ①严重影响井管安装、填砾和封闭质量； ②成井后影响抽水设备安装和正常运转； ③易造成水井涌砂、淤塞，影响水质，减少水量，缩短水井寿命	井深在100m以内，要求井身顶角倾斜<1度，井深在100m以下的井段，每100m深度的顶角倾斜不得超过1.5度
4	井管安装（包括井身圆度、深度检查，疏孔、稀释孔内泥浆，井管质量检查，丈量和按设计排列井管，下管等过程）	按设计结构成井的关键工作	①成井质量的关键所在。稍有疏忽，可能造成井管断裂、错位和扭斜等严重后果； ②如井管和滤水管错位，可能造成含水层封闭，劣质水进入井中； ③如井管倾斜或扭斜，将影响抽水设备下入井中，加快抽水机具磨损和毁坏	①保证井管垂直地安装在水井中心线上； ②井管外露尺寸偏差，不得超过全长的正负2%，过滤管安装位置偏差，上下不得超过30mm； ③井管内壁平整； ④用泥浆钻进的钻孔，下管前一般应该刮洗孔壁和更换孔内浆泥，以有利于下管和投砾工作，并能提高洗井效果
5	填砾及管外封闭	在含水层段建造人工过滤层，以增大水井出水量，防止产生涌砂现象； 封闭非开采段，以保护孔壁和防止劣质水进入井中	①填砾质量是影响水井出水量、造成水井涌砂、影响水井寿命的主要因素； ②封闭质量不高可造成劣质水进入开采含水层及井壁或地面塌陷	①填砾封闭工作要在下管后立即进行，以防止孔壁坍塌； ②井管四周砾料及填料厚度必须均匀，防止井管偏向井壁一边，造成部分井段封填不实，或砾料被中途堵塞； ③严格掌握砾料规格和质量要求。填砾高度应超过含水层顶板3—5m（考虑砾料下沉），如开采含水层靠近咸淡水界面，则填砾要低于咸淡水界面5m以上
6	洗井②	清除停留孔内和渗入含水层中的泥浆与孔壁泥皮，疏通含水层，并在井孔周围形成反滤层，以增加进水量	①洗井质量严重影响水井出水量； ②影响成井后井水的含砂量，并可能造成水井涌砂、淤塞或损坏抽水机具	①根据含水层特性、管井结构、钻探工艺等因素，正确选择洗井方法、洗井时间、抽水强度； ②严格执行洗井质量标准； a）达到设计抽降深度时，前后两次（一般间隔半小时）单位涌水量之差应<10%； b）抽水稳定后，井水含砂量不得超过2×10^6分之一（体积比）； ③要求在填砾封闭后及时洗井，以防井壁泥皮硬化

①本表是根据有关水文地质勘察和水井成井规程综合编写的。

②当井壁岩石比较稳固时，可先洗井后填砾封闭。

机械洗井法的共同原理是：通过洗井设备在井中产生的强大抽、压作用和冲击振荡作用，加大井内外的水压力差和加快地下水流速，从而破除井壁泥皮、带出阻塞于含水层空隙与过滤器中的细粒物质，以达到疏通含水层、增加水井出水量的目的。

活塞洗井法所需设备少，方法简单，洗井成本较低，洗井效率亦可。但当井管强度不高时，易被活塞拉坏；在细粒含水层中洗井时，可能引起大量进砂。

空压机洗井具有工作安全、洗井干净等优点，但洗井成本较高，且受地下水位深度限制。因此，动水位过深或井深较浅的水井，皆不适于空压机洗井。

当条件适合时，用空压机与活塞联合洗井，可以取得很好的洗井效果。

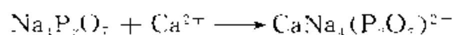
2. 化学洗井法

它是近代国内、外正在发展的一种新式洗井方法。这种方法操作简便，成本低廉，对于因化学或生物化学结垢作用而堵塞的水井，化学洗井效果远比机械洗井为佳；而在某些碳酸盐岩含水层中，化学洗井还可起到扩大含水层裂隙、溶隙通道的作用。我国目前已推广的化学洗井技术有：

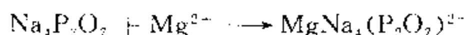
（1）多磷酸钠盐洗井法：目前在洗井中使用的多磷酸钠盐有：六偏磷酸钠［$(NaPO_3)_6$］、三聚磷酸钠（$Na_5P_3O_{10}$）、焦磷酸钠（$Na_4P_2O_7$）和磷酸三钠（Na_3PO_4）等。现以洗井中经常使用的工业用焦磷酸钠（即无水焦磷酸盐）为例，说明其原理及使用方法。

无水焦磷酸钠为白色粉末状，易溶于水，呈碱性（pH＝9.2），无毒，对钢材腐蚀性较弱。由于其价格比较便宜，故宜于野外批量使用。

焦磷酸钠洗井的作用机理是：由于焦磷酸钠与泥浆中的粘土粒子发生络合作用，可形成水溶性的络合离子，其反应式如下：



$$Na_4P_2O_7 + Ca^{2+} \longrightarrow CaNa_4(P_2O_7)^{2-}$$



$$Na_4P_2O_7 + Mg^{2+} \longrightarrow MgNa_4(P_2O_7)^{2-}$$

上述反映形成的络合离子$CaNa_4(P_2O_7)^{2-}$与$MgNa_4(P_2O_7)^{2-}$是一些惰性离子。这些离子既不发生化学的逆反应，也不会自身聚结沉淀，更不与其它离子化合沉淀，故易于在洗井、抽水时随水排出。同时，这种带负电荷的络合离子，还可以吸附在粘土粒子上，使粘土粒子表面的负电性加强，从而加大了粘土粒子之间的斥力、降低了泥浆的粘度与剪切力。这是焦磷酸钠能够分解、破坏井壁泥皮和含水层泥浆沉淀的主要原因。

焦磷酸钠洗井的大致步骤如下：首先下置井管，待砾料填至设计高度后，即用泥浆泵将浓度为0.6%～0.8%的焦磷酸钠溶液注入井管内、外（先管外、后管内），然后继续完成管外的止水回填工作。待静置5～6h，焦磷酸钠与粘土粒子充分结合后，即可用其它方法进行洗井。焦磷酸钠盐溶液的注入量，应与含水层井简的体积大致等同（扣除井管与砾料骨架所占体积）。

由于不同的多磷酸盐，在不同化学性质的水溶液中具有不同的化学活性，因此须根据当地地下水的化学性质和土壤的含盐成分确定所选用的多磷酸盐种类。

（2）液态二氧化碳洗井法❶：根据实验知，二氧化碳气体在压力为5.099×10^5Pa、温度为零下37℃的条件下即可液化；也能在压力为71.44×10^5Pa、温度为31.19℃的条件下液化。液态二氧化碳在瓶内的压力，随着温度变化而剧烈变化。当温度由－25℃上升至0℃、

❶ 当用固体二氧化碳作为洗井原料时，又称“干冰”洗井法。

45℃时，其压力则相应由 16.2×10^5Pa 上升到 30.4×10^5Pa、109.43×10^5Pa。

液态二氧化碳洗井的基本原理是：通过高压管送入井下的液态二氧化碳，经过吸热和降压后气化，并在井内产生强大的高压水气流，从而破坏井壁泥浆皮，疏通含水层的孔隙、裂隙通道，并使井内岩屑、泥浆等充填物伴随高压水流喷出地表，达到洗井和增加水井出水量目的。

在碳酸盐岩和石膏等可溶岩地层中洗井时，可先向井中注入一定量的盐酸，静止 1.5～2h 后，再灌入液态二氧化碳。这时，液态二氧化碳由于吸热膨胀而产生气体，将先把盐酸压入岩层裂隙深处，起到加速溶解可溶岩石和扩大裂隙的作用，而后所溶解的物质又随着井喷被带出井口。有时，在揭露碳酸盐岩的水井中，即便只注入盐酸，也可因化学反应生成大量 CO_2 气体而产生井喷。

为了防止金属管材在洗井过程中被酸腐蚀，必须在酸液中加入一定比例的甲醛、丁炔二醇〔$C_4H_4(OH)_2$〕和碘化钠〔NaI〕、碘化钾〔KI〕等防腐蚀剂。此外，当孔内（特别是施工期较长的深孔）泥浆皮较厚实时，亦可加入能够减缓泥皮凝固、硬化的多磷酸钠盐，以加强洗井效果。洗井设备的安装可参看图 11－4。

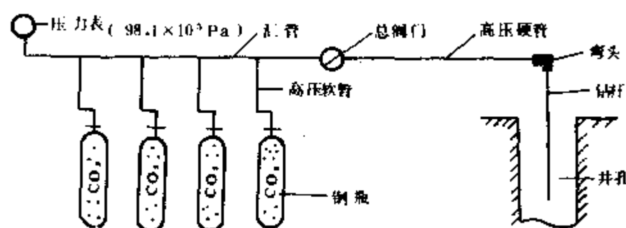


图 11－4　液态二氧化碳洗井安装平面示意图

液态二氧化碳洗井法，是目前诸种洗井方法中比较先进的方法。方法简单，节省时间，成本低廉，对于松散孔隙含水层或基岩裂隙含水层，以及不同深度、不同材质、不同结构的新、老管井均有较好的洗井效果。

根据中国农业工程研究设计院农业工程管理处对 50 余眼试验机井统计，使用液态二氧化碳洗井比用一般常规洗井法可提高水井出水量 0.3 倍至数倍（最大达 27 倍），节省洗井时间 60%—80%，节省材料（特别是油料）费用 50%以上。因此，它是一种值得大力推广的洗井方法。但应注意安全工作。

六、管井的腐蚀、结垢、堵塞及其防治

管井在使用一段时期后，常出现水量逐渐减少的现象，甚至有的完全报废。这是由于管井被腐蚀、结垢、堵塞等病害造成的。了解它们的原因和形成过程，不仅是修复“病井”工作的需要，对于改进成井工艺也极为重要。

（一）管井被腐蚀的原因

管井被腐蚀的原因很多。其中，以溶解氧、电化学和细菌三者的腐蚀最重要，且以电化学腐蚀最普遍、最强烈。如果电化学腐蚀作用与氧的腐蚀作用相结合，则其危害性更大。它能与水中处于离子或胶体状态的铁形成氢氧化铁，沉淀在滤网与过滤器骨架之间，使管井逐渐被堵塞。腐蚀作用可在非饱和条件下继续进行。钙和镁离子也有同样的危害作用。

关于溶解氧和电化学作用对金属的腐蚀原理，已在本书水质评价中讲述，本节只介绍金属管材的细菌腐蚀机理。

细菌腐蚀又称为微生物腐蚀，主要是指铁细菌和硫酸盐还原细菌等微生物对井管的腐蚀及其结垢作用。铁细菌一般生活在pH=6.5—7.5的介质中。当pH值大于8时，基本不存在铁细菌。多数井管的电化学腐蚀作用，都会使地下水中铁离子的浓度增加，从而给铁细菌生存繁殖创造了条件。由于铁细菌需大量吸收铁离子而生存，又进一步加剧了电化学腐蚀作用的进行。此外，铁细菌还会使低价铁转化为高价铁，从而使腐蚀产物附着在管壁或滤网上，形成一层铁细菌硬壳。

硫酸盐还原菌属于嫌氧细菌，一般生活在pH=5.96—8.35的介质中。这种细菌具有利用氢将地下水中所含硫酸盐还原成硫化氢的能力，而硫化氢的离解又增加了水中的氢离子浓度，从而又加速了对金属井管的腐蚀。

除以上三种主要的腐蚀作用外，各种酸性水（pH<6)、高氟水、软水（<8德国度)、含有机酸及铁盐的水，对井管都有腐蚀作用。如果是混凝土井管，还要防止水对混凝土的侵蚀性。

（二）过滤器堵塞和结垢的原因

过滤器被堵塞和结垢的原因，首先是由于某些腐蚀产物（包括胶结物、沉淀氧化物）附着在滤水管孔眼或包网网眼中，并逐渐结垢，以至将其完全堵塞；其次是因长期抽水改变了天然水的化学平衡条件，使水中的某些化学成分，如钙、镁、铝、硫及铁的化合物在过滤器及其外围含水层中沉淀或形成胶结物，堵塞过滤器。如开采地下水时，水中的重碳酸钙将会因井内及过滤器附近的压力减小形成碳酸钙沉淀。

还应指出，由于成井时洗井不彻底，残留的泥浆也可使填砾胶结或形成次生井壁壳而堵塞过滤器。

（三）管井腐蚀和堵塞的防治

根据管井被腐蚀和堵塞的原因，可采取以下防治方法。

(1) 当过滤器因化学作用堵塞时，一般可采用酸化处理。例如，当过滤器被碳酸盐类沉淀或胶结物堵塞时，一般可用盐酸作为酸化处理液（同时为减少对管井中金属材料的腐蚀，可加入适当的防腐剂)。如堵塞物是硅酸盐类（粘土）时，则需用盐酸与氢氟酸混合液处理。

(2) 当过滤器因细菌作用而堵塞时，一般可采用往孔内输送氯气灭菌的方法，或者采用输送氯气与酸化处理相结合的方法加以处理。

(3) 在地下水矿化度较高、对金属管材有强腐蚀性的地区（如沿海的咸水区，氯离子含量在300—1000mg/L区)，成井时最好选用玻璃管或塑料管作井管，采用铜丝、不锈钢丝或玻璃纤维、增强聚乙烯作滤水管缠丝，采用尼龙网做包网。当采用金属井管材料时，可在管内、外加涂料做防腐处理。

(4) 在粉细砂层或中砂层中取水时，应尽量加大滤水管的孔隙率和缠丝间隙。对于这类细粒含水层，以及在地下水腐蚀强烈的地区，最好不用包网（因最易腐蚀、堵塞)，而用加厚的填砾过滤器。

§2 地下水资源的保护

地下水资源的保护，就是保护地下水量不致很快被消耗，以致枯竭；保护地下水质不被污染和恶化；保证开采地下水后不致产生不良的环境地质问题。其目的是为了保证长期、安全地开发利用地下水资源。各国在采、排地下水的早期，多注重取得最大的供水与排水量，因而许多地方很快就导致了水位过大降低和水质恶化以及其他环境地质问题。进入70年代，国内进一步认识到不合理开发地下水资源的危害，从管理地下水资源和保护地质环境的角度出发，保护地下水资源❶。

一、区域地下水位持续下降的原因、危害及防治措施

（一）区域地下水位持续下降的实质和原因

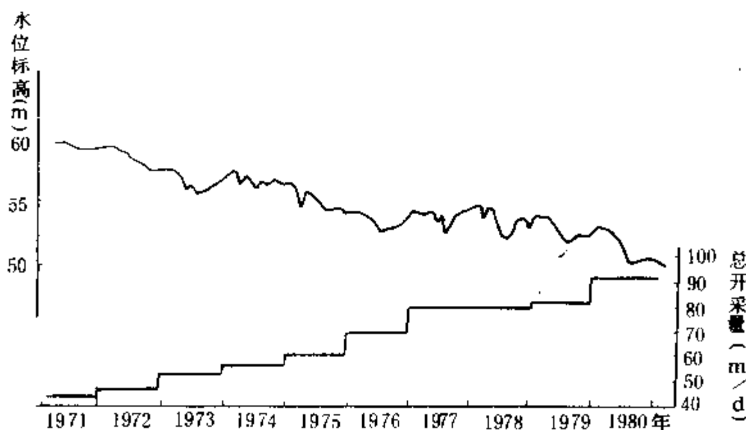


图 11—5 石家庄区域地下水位降落漏斗中心钻孔水位动态曲线
（据河北省地矿局环境水文地质观测总站资料）

世界许多开采地下水的地区，均出现了地下水位大面积、大幅度持续下降。究其实质，就是在整个含水层或含水层的某些地段上，由于地下水的开采量长期地超过了补给量，逐渐消耗了永久储存量，并在一定补给周期内得不到恢复的结果。在判断某一地区是否会出现区域性地下水位持续下降的问题时，要特别注意它与降水补给周期性变化所引起的水位下降现象相区别。图11—5所示，是石家庄地区由于地下水开采量超过其补给量，所引起的区域地下水位持续下降的过程。邢台百泉地区，虽因降水周期性变化引起地下水位多年下降，但从更长的时间来看，水位可以得到恢复（图11—6），故不属于区域地下水位持续下降问题。引起区域地下水位持续下降的原因，可归结为四个方面：

（1）对区域水文地质条件，特别是对地下水资源的形成条件认识不全面，所计算的允许开采量偏大，因而导致开采量长期大于补给量，引起区域地下水位持续下降。这种水位持续下降现象，一般以区域水位下降漏斗中心处的历年最枯水位的变化反应得最明显。

❶ 本节仅就供水中一些问题作介绍。采矿疏干引发的环境地质问题，将在第三篇介绍。

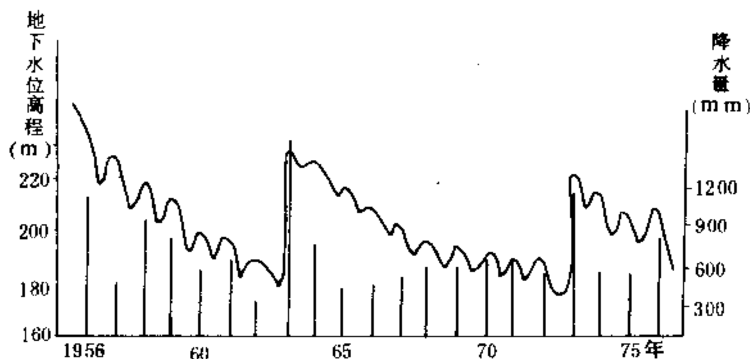


图 11—6　河北邢台百泉补给区岩溶水位动态特征

（据余国光）

（2）不合理开采所造成的地下水位持续和大幅度下降。所谓不合理开采，主要是由开采地段、开采层次和时间上的“三集中”，以及开采管理上的无政府状态所造成的。因此，有时虽整个含水层的补给量与开采量基本是平衡的，但由于某些局部地段或某个含水层位（或在某个深度上）开采井过于集中，开采强度过大，也将造成局部地段或某个含水层的水位持续大幅度下降。例如，上海市区共有五个含水层，地下水储存量相当丰富。但是，有87%的开采量集中于Ⅱ、Ⅲ两个含水层；其中，又有84%的水井和80%—90%的开采量，又集中在该两个含水层的沪东杨树浦、虹口和沪西的普陀、长宁、静安几个工业区。因此，在这两个含水层的上述地段形成了强烈的区域地下水位下降，形成了区域地下水位下降漏斗中心。它们也是产生地面沉降最严重的地段。而在集中开采区外围或Ⅳ、Ⅴ含水层中，地下水位下降并不显著。

此外，有些水源地，因开采时间过份集中所造成的地下水位在某期间的大幅度下降，虽然不一定是持续性的，但是它也会影响抽水设备的正常运转，并带来其它危害。如农灌井，如果其密度较大，并在干旱年份的旱季集中开采，则可引起水位相互干扰，并大幅度下降，使出水量减少，甚至出现“吊泵”现象。上海市区的一些供夏季（5—9月）冷却和降温用的水井，因开采量特别大，结果导致该时期地下水位大幅度下降，井间干扰加剧，出水量减少；同时，也使地面沉降速率增加。

（3）由于人为或自然因素变化导致地下水补给量减少，引起区域地下水位下降。

①由于人为或天然原因，使地下水主要补给来源的地表水流量减少、断流，或使河床淤积，导致地表水对地下水的补给量减少。例如，武威山前平原地区，十多年来（根据1980年资料），由于上游山区兴建水利工程，使河水对冲洪积扇地下水的补给量大大减少，导致冲洪积扇前缘地区地下水位下降了3—10m，使溢出带泉水流量减少了30%—70%[1]。

一些傍河水源地，由于河流流量减少或断流天数增加，或因河床淤塞、渗透性变差等，导致地下水补给量减少，由此引起的地下水位下降更为明显。西安市的沣河水源地，1974—

[1] 陈梦熊：《我国地下水资源及其开发利用》，1981年。

1976 年，由于河水断流天数比过去增加，致使水源地地下水位在此期间下降了 6.8m[1]。

②由于森林被破坏及垦荒过渡等原因，导致区域气候变化，降水量减少，地面入渗条件变差，使补给量小于开采量，引起区域地下水位下降。

③在水源地的同一水文地质单元内，由于矿床或其他地下工程的深部疏干，或由于水源地上游新建井群的截流，或外围地区水井增加开采深度等人为原因，也可引起某些水源地地下水位大幅度下降。

此外，由于开采地下水使区域地下水埋深增加，包气带厚度加大，使大气降水渗入补给量减少，也会促使区域地下水位持续下降。某些以降水入渗补给的水源地，当开采的水位降深较大（10m 以上）时，这种影响特别显著。

最后，随着人类改造地面形态性质的加剧，如城市建筑物和阻水路面覆盖面积的不断增加，原流水沟道或集水洼地的平整，区域排涝渠系的完善等，都会影响降水对地下水的入渗补给。

(4) 由于经济建设的发展，人口的增长及生活水平的提高，对水的需求量明显增大。人们明明知道已超过地下水允许开采量和已形成了区域地下水位持续下降，还要扩大开采量，这就更加促进了区域地下水位下降的速度，导致一系列环境地质问题的发生。显然，这是不合理的。但这种情况却很普遍，应引起高度重视，并采取防治措施。

（二）区域地下水位持续下降的危害

区域地下水位的大幅度持续下降，不仅给水源地带来巨大的经济损失，也会产生种种环境地质问题。其主要危害有：

(1) 由于区域地下水位下降，使取水工程的出水量不断减少，有时必须更换抽水设备才能取水，使抽水成本不断增加；严重时，甚至使水井报废。许多大型水源地和井灌区，都存在此问题。山东淄河的冲洪积扇区，因大量取水，15 年内全区地下水位普遍下降了 10m，最大者达 30m 以上，使原有 2000 余眼浅机井及附近泉水全部枯竭。报废机井、打深机井及更换水泵的经济损失达 5000 多万元。此外，耗电量的增加，使浇地成本由原来的每亩[2] 0.4—0.5 元增加到 1.2 元以上，使全灌区每年多耗电费 140 多万元[3]。该区内大武水源地的地下水位下降更大，仅 1989 年较 1988 年就下降了 21.75m，降到 −10m 以下，最大埋深已达 131.71m[4]。

(2) 由于区域地下水位下降，可引起地面下沉、地裂及地面塌陷等严重环境地质问题。地面下沉是目前世界上许多抽取地下水的平原区，特别是滨海城市所共同面临的严重问题。一些地区的最大地面沉降值如下：美国的长滩市，9.5m；东京，4.6m；大阪，2.88m；墨西哥城，6m；上海市，2.37m（1921—1965 年）[6]。国内至少有天津、西安、太原、苏州及台北等 36 座大、中城市[5]，都相继出现了地面下沉或开裂和塌陷等问题。东京、曼谷、伦敦、威尼斯等城市，因地面下沉都面临着部分市区被海水淹没的危险；曼谷、上海等城市，由于地面下沉，使城市污水和雨水经常积存于市区，不能及时排出。位于美国亚利桑那州

---

[1] 张治平：西安市老水源地的挖潜扩大和新水源地的建立，《水文地质技术方法》，1984 年第十辑。

[2] 1 亩=666.6m²。

[3] 据人民日报，1980 年 11 月 5 日，临淄区超量开采地下水后果严重一文。

[4] 淄博水资办：《城市用水管理》，1991．8。

[5] 黎青宁：地面变形地质灾害问题，《水文地质工程地质》，1990 年第 4 期。

皮纳耳和麦里科帕城之间的井灌区，于1948—1967年间，地下水水位降低了70—100m，地面沉降量达1.2m（最大达2.5m）。地面的不均匀沉降和伴生的地裂，使该地区的整个灌溉系统、公路、铁路、输水管道等都遭到破坏[1]，最近，有一些生态和工程学家认为，过量开采地下水是造成某些地区大地震（如1985年9月19日的墨西哥城）的原因之一。

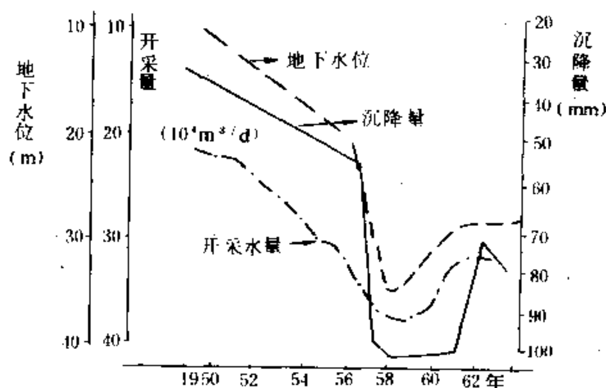


图11—7　上海市地下水水位、开采量与地面沉降速率关系图

造成地面沉降的原因很多。目前国际上公认的是，由于大量抽取地下水，地下水位大幅度下降，促使上部易压缩粘性土层中的孔隙水排出，引起土层的固结压缩，导致地面下沉。从上海市的地面沉降量与地下水水位和开采量的历年观测资料，可以看出地面沉降量与地下水开采量和水位降深变化的一致性（图11—7）。

（3）在沿海地区，由于区域地下水位的大幅度下降，破坏了咸、淡水的天然平衡条件，引起海水入侵，使开采含水层水质恶化。如美国加利福尼亚州的滨海地区，1944年地下水位尚在海平面以上7.23m，由于过量取用地下水，到了1954年，地下水位下降到海平面以下5.2m，引起海水严重倒灌，侵入沿海的13个含水层，使灌溉水质恶化，54×10^4亩良田变为盐碱地[2]。大连市郊，在1964年以前，地下水开采量不大，基本上不存在海水入侵问题。此后，由于大量超采地下水，到70年代末期，地下水位比1964年下降了10—40m，导致海水严重入侵，某些水源地的氯离子含量已高达1300mg/L[3]。

（4）由于区域地下水位下降，使一些著名的岩溶大泉干枯，破坏了以泉源景观为特色的旅游资源。著名的济南趵突泉等四大名泉、河南辉县百泉及太原晋祠泉等，自70年代以来，由于区域地下水位大幅度下降，致使泉流量和涌势大减，甚至出现长时间的干枯断流，使泉源旅游观赏价值大减，并使泉口引水工程废弃。

（5）地下水位下降，还可造成地下空气缺氧的灾害。在某些城市，由于强烈取水，使地下水位迅速降低。被疏干的含水层（段），通过水井或地下工程等通道贯入空气。当被疏干的含水层空间为强烈的还原环境时，贯入空气与岩层孔隙壁物质及残存水作用，使低价铁变成高价铁，从而消耗掉空气中的大量氧气。加之，有机物质、土壤胶质以及不稳定的盐类，也都需要消耗氧气。因此，可使贯入该空间的空气严重缺氧。如果在修建地下工程时遇到上述缺氧空气，它们会由某些通道突然贯入工地，给施工人员带来严重后果。1960—1971年间，在日本东京的建筑施工中，曾多次发生由此引起的伤亡事故。

（三）防治区域地下水位持续大幅度下降的措施

最好的措施是防，把问题解决在出现之前，以免造成严重后果。在水源地的开发设计

[1] 据地质科学情报所：《国外地质科技参考资料》，1973年7期。

[2] 据地质科学院情报所：《国外地质科技参考资料》，1973年7期。

[3] 据辽宁省地矿局第二水文地质大队资料。

中，应根据地下水允许开采量及水资源的形成、分布特点，在开采量和开采井的布局上作出合理的安排，以避免开采后出现水位持续大幅度下降等环境地质问题。为此要求：以地下水流域（系统）或地下水盆地为单位，进行区域地表水、地下水资源统一评价；制定统一的水资源调度和开发方案；统筹兼顾处理区内供、排水问题，并对可能出现的环境地质问题作出预测和提出防治措施，达到既充分利用水资源，又能尽量减少其危害的目的。然而，实际上却难以做到把问题都解决在出现危机之前。这一方面是由于地下水资源量难于作到准确计算；另一方面是由于人们对保护地下水资源的重要性认识不足，为了生产、生活的需要，不惜超量开采，常常是等问题发生到严重的时候才进行治理，这是错误的。一般可采取以下防治措施。

（1）关闭某些水源地或减少开采井数，把开采量压缩到水源地地下水补给量所允许的范围内。这是一种在没有条件进行地下水人工补给的地区采取的消极办法。

（2）调整开采布局。这是用于改进因不合理开采引起某些含水层水位大幅度下降时所采取的办法。如可采取减小水井密度、扩大开采区或开采层位的办法；对厚大含水层或多层含水层，可实施分段或分层取水方案等。上海市为减少第Ⅱ、Ⅲ承压含水层的开采强度，规定把新建机井主要打在第Ⅳ、Ⅴ两个含水层中。

（3）加强地下水管理，建立合理的开采制度。例如，为了防止过量开采和集中开采，可作出某些限制水井水位降深、开采量、开采时间及井间距离等的规定。

（4）对含水层进行地下水的人工补给，增加地下水总的可开采量。这是目前世界各国防止区域地下水位大幅度下降，扩大地下水资源的最积极措施。这方面内容将在后面进行介绍。

（5）建立和健全地下水动态监测网，加强水情监测和预报，尽可能早地发现问题，及时采取防患补救措施。

二、地下水水质恶化的特征、危害、原因及防治措施

（一）地下水水质恶化的主要特征及危害

地下水的水质恶化，是世界上许多国家所共同面临的又一个严重问题，也是全球性环境污染的重要组成部分。本节所述地下水水质恶化，主要是指地下水在开发过程中，因环境污染和水动力、水化学形成条件的改变，以及不良的勘探所造成的水中的某些化学、微生物成分含量不断增加，以致超出规定使用标准的水质恶化现象。其主要特征有：

（1）许多天然地下水中不存在的有机化合物（如各种合成染料、去污剂、洗涤剂、溶剂、油类及有机农药等）出现在地下水中；

（2）天然地下水中含量极微的毒性金属元素（汞、铬、镉、砷、铅及某些放射性元素）大量进入地下水中；

（3）各种细菌、病毒在地下水体中大量繁殖，远远超出饮用水水质标准；

（4）地下水的硬度、矿化度、酸度和某些单项的常规离子含量不断上升，以至超过规定使用标准。

地下水水质环境的恶化，严重损害了地下水资源的使用价值，给人类社会带来了种种不良后果，有损于人体健康，以至造成残疾和死亡；损害了工业产品的质量；使农作物减产和土地盐化；减少了地下水可采资源的数量，以至使整个水源地废弃；为处理水质，增加了水的单位成本。

我国地下水水质的污染问题，已不容忽视。我国主要城市，有一半是以地下水作为供水水源，全国有三分之一的人口饮用地下水。据全国 50 个城市的调查❶，地下水受到不同程度污染的有 45 个。其中，污染较严重的有北京、沈阳、太原、西安、包头、南昌等城市。沈阳市有 78%井水的某些指标不符合饮用水标准；南昌市地下水的重度污染和严重污染面积约占市区面积的 35%。此外，我国北方许多城市的地下水硬度逐年增高，某些沿海城市的海水入侵问题也相当严重。

（二）地下水水质恶化的原因

引起地下水源地水质恶化的原因很多，可归纳为以下三个方面。

（1）存在引起地下水水质恶化的污染物质来源。这些污染物，既可存在于地下，也可以存在于地上。从污染物质的成因类型来看，可分为两大类。第一类为天然污染源，即自然界本来就存在着的各种劣质水体，如海水、地下高矿化水或其它劣质水体。此外，含水层或包气带中的某些含水介质含有某些矿物（特别是各种易溶盐类），也可成为地下水的污染源。第二类为人为污染源，是指因人类活动所形成的污染源，如各种废水、污水、各种垃圾及化肥、农药等。1985 年，全国污水排放量达 342 亿 t。其中，工业废水占 75%，生活污水占 25%。有 80%以上的污水直接排入水域，造成水体污染❷。人为污染源又可分为直接和间接源两类。各种污水废水、化肥农药，其污染物质直接通过包气带进入含水层中，为直接污染源。污染物首先进入大气或地表水体，而后进入含水层中的称间接污染源，如在工业城市附近形成的含硫酸和硝酸的“酸雨”即是。重庆和贵阳两市雨水的月平均酸度几乎在 5 以下。酸雨的入渗，一方面直接使地下水酸化；另一方面，酸化的水又可增强溶解能力，使地下水中的金属元素含量大大增加，污染地下水。而且酸雨的污染是大面积的，往往比局部点状污染源造成的危害更大。

工业废水和生活污水不经处理而排入地表水体中，进而造成地下水污染的例子更是比比皆是。特别是在那些以河水入渗补给为主的傍河水源地、山前冲洪积扇和岩溶暗河水源地，因河水污染而导致地下水源污染的问题更为严重。如鞍山市某地下水源地，枯水期主要依靠太子河水渗漏补给。由于上游化工厂排入河水的含硝基化合物废水，通过河水进入含水层中，使水源地中的 40 余眼水井受到不同程度的污染，污染面积达 183km²❸。

此外，在某些情况下，井管或输水金属管道的腐蚀、混凝土水管的侵蚀，也可构成水质的污染源。

（2）存在污染物质进入的途径（通道）。水源地地下水水质发生恶化，除了必须具备有污染源外，还必须具有污染物进入含水层取水地段的通道。污染物通常以三种方式进入含水层。

第一种方式，是在含水层的开采降落漏斗范围内，污染物通过含水层上部的透水岩层直接渗入含水层，由于进入途径很短，故常常使地下水迅速而重度污染。在相同污染源的情况下，地下水体遭受污染的程度，主要决定于地表到含水层之间岩层的渗透性能、岩土颗粒对污染物的吸附和净化能力及含水层的埋藏深度。因此，一般承压水较潜水有较好的

❶ 李传尧：城市地下水开发利用中的主要问题，《工程勘察》，1986 年 1 期。

❷ 刘鸿亮等：《中国水环境预测与对策概论》，中国环境科学出版社，1988。

❸ 据鞍山钢铁公司给水厂资料。

防污染条件。潜水含水层的包气带内如有粘性土层存在，也会有较好的防护能力。

第二种方式，是污染物从含水层的其它地段进入开采地段。例如，各种天然劣质水体（如海水、大陆高矿化水）、已污染的地表水体或污水体，通过与含水层的直接接触带（特别是补给区）渗（流）入含水层，然后再运移到开采地段。当污染源位于水源地上游时，对水源地水质污染的威胁更大。

第三种方式，是污染物借助天然或人为的某些集中通道进入含水层。天然集中通道，主要是指与污染源相沟通的各种导水断层通道、裂隙通道和岩溶通道（包括“天窗”）。这种通道一般多呈点状或线状分布，但是它可使埋深很大的承压水体遭到污染。

人为集中通道，主要是指在各种地下工程、水井施工时，因破坏了含水层隔水顶板（或底板）的防污作用，使工程本身构成了劣质水进入含水层的直接通道。常可见到因水井设计、施工上的缺陷（未止水或止水不合要求），造成上部污水沿井管与孔壁间隙流入开采含水层；有时则因废井未加处理或回填不实，成为地表污水的入侵通道；某些失修的水井，因井管腐蚀或地震灾害使井管破裂，也可造成上部污水入侵开采含水层。

（3）有引起地下水水质恶化的水动力和水化学起因。如果说，污染源和污染通道的存在是地下水水质可能恶化的必备条件，那么，在开采条件下所出现的水动力、水化学作用，则是导致地下水水质恶化的直接起因。

凡污水入侵开采含水层，均要求有一定的水动力条件。其一，开采含水层（或地段）与污水体之间必须存在某种直接或间接的水力联系；其二，由于开采抽水，在开采含水层（或地段）中形成相对于污染水体的负压区，从而促使污水直接或间接（通过弱透水层）地流入并污染了开采含水层（或地段）。

近海水源地，因水动力条件改变而引起的海水向大陆含水层入侵，便是这方面的典型例子。在天然条件下，大陆含水层中的淡水是排入海洋的，咸、淡水体之间的平衡界面是依靠含水层中淡水的水头压力高于海面来维持的。在开采条件下，如果水源地的开采量超过补给量，则必然引起含水层中淡水体水位持续下降。当水位降落漏斗扩展到海岸线时，就会导致海水入侵，使地下水咸化。在某些情况下，虽开采量未超过淡水的补给量，但当淡水体的水头压力已减少到难以维持咸、淡水体之间的原来平衡条件时，咸、淡水界面也会向大陆推移。如果该界面推进到抽水井的降落漏斗范围内，同样也会导致咸水入侵开采地段，使水质恶化。

大量开采地下水，也会使含水层的水文地球化学条件发生变化。某些新的水文地球化学作用的出现，也是引起某些地区地下水水质恶化的重要原因之一。我国许多地下水源地在开采过程中所出现的矿化度、硬度及铁、锰离子含量增高和pH值降低的现象，都主要是因含水层疏干及氧化作用加强所造成的。因为在开采地下水过程中，随着地下水面的下降，氧气随空气进入被疏干的地带，促使岩层中硫、铁、锰及氮化合物的氧化作用加强，特别是硫氧化细菌的作用，更加剧了金属硫化物的氧化过程。如分布较广的黄铁矿（FeS_2），在还原环境下很稳定，几乎不溶于水。但在氧化环境下，则易于溶解，形成酸性水[1]。土层中经常存在的钙、镁、铁和锰的化合物，也易于溶解，使地下水中的铁、锰、钙、镁及硫酸根离子含量大大增加，地下水的矿化度和硬度也随之升高。图11—8是波兰西部某地井场

[1] 酸性水的形成，请参阅第三篇酸性矿井水的形成与防治部分。

（含水层为冰水谷地中的砂砾石层）在开采过程中发生的水质变化过程。T. Blazyk 和 J·Gorsk 认为，图 11—8 所示的水质变化过程说明，当上述化学反应进行到一定时期之后，最终将达到一个新的平衡。在新的平衡条件下，决定水质的主要因素将是进入水中的 CO_2 和腐植酸的含量（它们决定着水的 pH 值），但这个反应过程可能会延续数十年[1]。

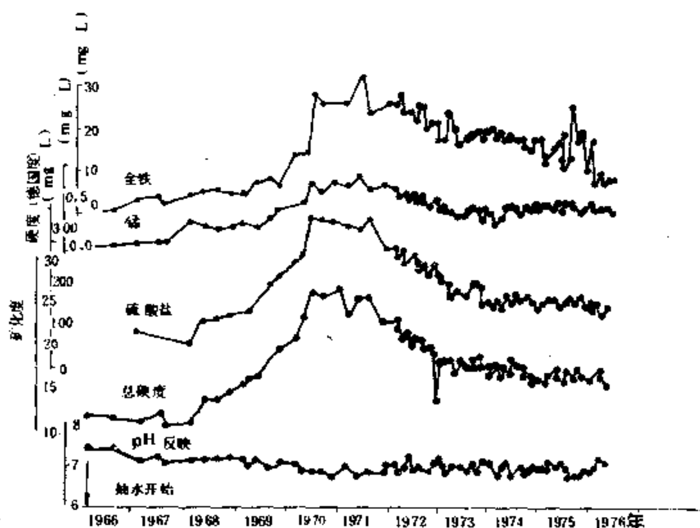


图 11—8 波兰西部某水源地（冰水谷地）地下水开采过程中的水质变化曲线

地下水的硬度（或某些水源地的矿化度）在开采过程中不断增高的现象，是我国许多地下水源地，特别是北方地区的地下水源地普遍存在的问题。例如北京水源七厂，1964 年建立时，地下水硬度为 17—18 度（德国度），1978 年则升高到 33.1 度，平均每年以 0.9 度的幅度递增。西安市的地下水硬度，以每年 1.03—3.82 度的幅度上升。兰州市的地下水硬度，每年增高 1.75 度，其中马滩水源地供水井中的最高硬度值已达 123.5 度，矿化度最高达 2.02g/L。据有关部门初步估计，我国北方城市，为软化地下水质，每年需要耗费上亿元[2]。

根据北京市环保所、武汉地质学院及北京市勘察处的研究，地下水硬度在开采过程中升高的原因，除 T. Blazyk 所提出的水化学机理外，还与城市附近的污灌水质和我国北方表层土壤及其下层沉积物中富含钙、镁等易溶盐有关。

此外，近些年来，我国北方半干旱地区水库（或渠道）浸没区所出现的潜水氟离子含量增高的现象，也是由于水文地球化学环境改变造成的。因库（渠）建立后，浸没区潜水水位抬高，地下水蒸发浓缩作用加剧，使在半干旱碱性条件下潜水中本底值较高的氟离子含量进一步加大；由于建库，周围环境变得相对湿润，促使植被进一步发育，植物根部分泌出的 CO_2 将加速土层中碳酸盐的分解和地下水中重碳酸盐的积聚，从而使环境碱化。而这种弱碱化的水文地球化学条件，又进一步为氟离子的富集创造了条件。

---

[1] 据在地下水开采过程中水质的变化，《水文地质、工程地质译丛》，1984 年第二期。

[2] 引自李传尧：《工程勘察》，1986 年 1 期等文章。

由于开采地下水使水文地球化学环境改变而引起地下水水质恶化的环境水文地质问题可能还有许多，有待今后进一步去研究。还应看到，这种改变并非全都是不利的。在一定条件下，由于强烈抽水促使地下水交替循环作用加剧，溶滤作用加强，从而加速了含水层中可溶盐的溶解和排除过程。又如，由于含水层中水位下降，使地下水由原来的封闭还原环境变为开放的氧化环境，导致水中某些化合物沉淀，从而也可降低水中某些有害离子含量，或使水质淡化。因此，在进行供水水文地质勘察时，应当根据当地的地层岩性结构条件、包气带和含水层中可溶盐的类型和含量、补给水源的类型和化学性质、水源地预计开采强度和降深等条件，进行深入、综合的分析，这样才能对开采后地下水水质可能出现的变化，作出正确的预测。

（三）防治地下水水质恶化的措施

地下水是水圈，乃至整个地球环境不可分割的重要组成部分。因此，防治地下水水质恶化的措施，必须与防治环境恶化相结合，进行综合治理，既要有技术措施，又要有管理措施。

地下水水质恶化，常具有缓慢、隐蔽、不易及时察觉，一旦恶化又难以治理复原的特点。因此，治理水质恶化，须采取防、治结合，以防为主的方针，确保供水的质量。

1. 预防性的技术措施

最重要的是，要对城市的发展与水源地的建设作出全面、合理的规划和布局。在制定城市发展规划，特别是制定工业布局时，必须考虑尽量减少城市环境污染和地下水水质不受污染。那些容易造成地下水水质污染的工厂，应布置在水源地下游较远的地方，或者采用管道排污。同样，新建水源地时，也必须考虑地下水污染的环境条件，而把水源地选择在城市上游或地下水的补给区，或在地层岩性结构方面防止污染条件较好的地方。总之，为保护地下水资源，在城市建设的总体规划中必须考虑环境保护的要求；必须有防治污染、维持生态的观点；要把环保工作与经济发展同步规划、同步实施，做到经济、社会和环境的协调发展。

此外，当取水层位上、下或附近有劣质水层或水体分布时（特别是滨海水源地），应严格地控制水源地的开采量和开采降深，以防止劣质水入侵含水层。在水井设计中，最好采用分层取水。当深部有咸水时，应控制井深，使井底与淡、咸水界面保持一定距离。要保证水井施工中的止水、回填质量。对年久失修的水井，要及时更换井管；对报废水井，要回填封死。还应注意，在建筑地下开挖工作中，不要破坏开采含水层上、下或周边的隔水保护层。

设立水源地的卫生防护带，虽不可能完全杜绝污染，但是它可在一定时间、一定水文地质条件下控制污染。对于埋藏较浅的潜水及地表覆盖层较薄的水源地，建卫生防护带有明显的效果。因此，我国环保局、卫生部、建设部、水利部及地矿部五个单位于 1989 年联合颁发了《饮用水水源保护区污染防治管理规定》〔（89）环管字第 201 号〕。其中，规定对地下水水源地须设置一级保护区、二级保护区；必要时，外围还应设置准保护区（相当于卫生防护带的Ⅰ带、Ⅱ带、Ⅲ带），对各区规定了相应的保护措施。各区范围的大小，应视具体水文地质条件及开采强度而定。

卫生防护Ⅰ带为严禁活动带，其范围不能太大，据原苏联国家文件规定，对承压水水源地，Ⅰ带半径不应小于 30m，潜水不小于 50m。荷兰学者 V・韦根尼提出了计算防护带

半径（r）的经验公式：

$$r = \sqrt{\frac{Q}{\pi i}\left[1 - \frac{-ti}{ebn_e}\right]}$$

式中：r——防护带半径（m）；

Q——井抽水量（m^3/a）；

b——含水层厚度（m）；

t——滞后时间（污染物从某点迁移到抽水点所需要的时间）（a）；

i——垂直入渗补给量（m/a）；

n_e——含水层有效孔隙度。

该公式适用于侧向径流较弱的松散含水层。

原苏联学者Φ·M·鲍契维尔介绍了考虑岩石吸附作用时计算防护带半径的经验公式：

$$R_p = \sqrt{\frac{QT_p}{\pi Amn}}$$

式中：R_p——防护带半径（m）；

Q——井的开采量（m^3/a）；

T_p——污染物迁移到抽水井的时间（a），或用降解时间（生物污染取60d，化学污染物取10a或25a），也称水源地保证期限；

m——含水层厚度（m）；

n——含水层有效孔隙度；

A——反映岩石吸附性能的指标，无因次，

$$A = \frac{1+\beta}{\beta}, \qquad \beta = \frac{C_0}{N_0}$$

β为分配系数；C_0、N_0分别为均衡吸附时的溶液中浓度和吸附量，吸附性愈强，A愈大、无吸附时，$A=1$。

该公式适用于无潜流无限边界条件潜水含水层的计算。有潜流时，防护带面积可取补给带宽度（b）与防护带长度（L）的乘积。其中，

$$L = R_p + r$$

式中，r为水源井至下游分水点的距离（m）。

河北保定市一亩绿水源地，运用V·韦根尼公式计算了卫生防护带的范围[❶]。其中有：

严禁活动带：以滞后时间为60d计算，最小半径$R_{小}=42m$，最大半径$R_{大}=202m$，面积为$10km^2$。

限制活动带Ⅰ：以滞后时间为10a计，$R_{小}=311m$，$R_{大}=1496m$，本带宽269—1294m，面积为$20km^2$。

限制活动带Ⅱ：以滞后时间为25a计，$R_{小}=455m$，$R_{大}=2198m$，本带宽144—702m，面积为$18km^2$。

---

❶ 据地矿部水文、工程地质技术方法咨询服务部和河北省环境水文地质总站保定监测站资料，1986年12月。

据1987年资料，对世界上15个国家集水建筑物保护带的统计[1]，其中：

保护带Ⅰ：边界多数在井周围10—100m范围之内，最小者5m；

保护带Ⅱ：有10个国家把边界确定在地下水50—60d运移的距离处。个别国家为10d或100—400d的距离处，或>100—300m处；

保护带$Ⅲ_A$：只有7个国家提出了具体要求，边界要求在距集水建筑物200m、800m或2000m处；或边界在地下水运移10a—25a的距离处；

保护带$Ⅲ_B$：大多数国家无具体的距离规定，个别的提出边界在地下水运移25a的距离处或到盆地的边远地带。

2. 治理措施

对已污染水源地的治理措施，应针对引起地下水质污染的主要原因、污染途径和当前国家的经济条件来制定。主要措施有以下几方面。

（1）治理污染源。污染源包括点源和面源两种类型。点源是指工业“三废”和城市生活污水及垃圾等所构成的污染源。它们是目前集中水源地水质污染的主要来源。其中，尤以工业废水的危害最大。因此，控制和治理地下水污染的重点应该是抓好工业废水的综合治理。除采取控制污水排放量和排放标准等法制措施外，主要应大力改革落后的生产工艺，搞好工业用水的闭路循环。这样才能最大限度地减少工业废水排放量，把工业废水消除在生产过程之中；同时也节约了水源，提高了企业的经济效益。

对于不得不排放的废水（包括工业和生活污水），必须防止它们在排放的路途中和在污水处置场地内向含水层渗漏。为了减少渗漏，最好将它们排放在有稳定隔水地层分布的地方，或者采取防渗衬砌措施，并且尽可能地将污水处置场布置在距水源地下游较远的地方。当利用地下岩溶洞穴或深部采空岩层排污时，必须在查明当地水文地质条件，并经试验证明对环境无害后方可实行。

在点状污染源的治理中，对于城市垃圾，特别是某些工业废渣对地下水可能产生的污染作用同样不可忽视。例如，兰州市的垃圾填土，曾导致黄河水和地下水受到污染。为使地下水免遭垃圾和工业废渣淋滤液的污染，对垃圾和废渣应采取废物回收利用、焚烧、发电、生化处理及堆肥等综合治理措施。水文地质人员的责任就是要为城市垃圾和工业废渣选择合适的堆放场地，进行无害化卫生填埋。一般来说，垃圾或废渣的堆放场或填埋场，最好选在地表弱透水土层分布广、厚度较大，且地形低洼封闭性好、包气带较厚的地方；同时，要求它们远离水源地或开采含水层的补给区。

面源，主要指农业污灌、施肥、农药、酸雨，以及城市暴雨径流等所产生的污染。据美国统计，非点源对环境造成的污染负荷占总污染负荷的50%以上，是对地下水污染不容忽视的因素。对面状污染源的治理，可采取以下措施。

①慎重地开展污灌。其中，最重要的是严格掌握污灌的水质标准、控制灌水定额及根据环境水文地质条件合理规划污灌区的位置。如在表土层薄或渗透性大的潜水地段、地下水的补给区和水源地附近，就不适宜进行污灌。

②使用易被植物吸收或被土壤分解的化肥和对人体毒性小的农药，并严格掌握化肥与农药的使用量，尽可能减小它们在土壤层中的残余浓度和流入含水层的数量。

---

[1] 欧洲各国及美国饮用水集水建筑物的保护区划分，《水文地质工程地质》，1991年1期。

③对灌溉用污水进行预处理。

(2) 兴建配套的环境工程，大力开展污水的处理和利用，是治理地下水水质恶化的治本措施。大量污水未经处理便排放，是造成当前环境，特别是水源污染的主要污染源。处理后的污水，可据其质量用于不同目的的供水，以提高废水的重复利用率，增加水资源的总量。

(3) 采取防止劣质水（或污水）人侵开采含水层的水力措施。当海水或其它劣质水从侧向侵入开采含水层时，可采用所谓“水力”措施来阻止劣质水体的入侵。现以国外防止海水入侵为例，来介绍以下水力措施。

①“补给水丘”或“淡水屏障”法。即在海岸与内陆开采地段之间布置淡水注水井，通过注水，使之形成高于天然地下水位的“补给水丘”（如图11—9），以控制咸水面向内陆移动。据报道，美国加利福尼亚州的某沿海地带及以色列沿海，都采用了这种方法，成功地阻止了海水入侵。

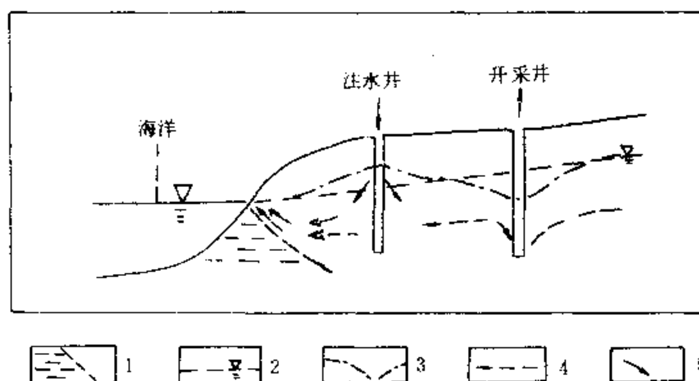


图 11—9 补给水丘（或淡水屏障）示意图

1—咸水体；2—开采前的天然地下水位；3—采取注水后的地下水位；4—天然状态下的地下水流向；5—采取注水、抽水后的地下水流向

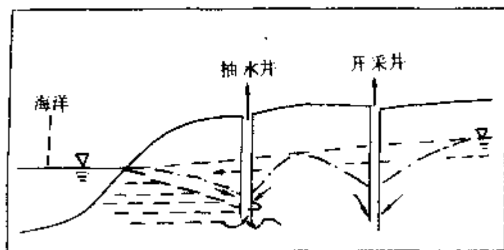


图 11—10 抽水槽示意图

（图例同图11—9）

②“抽水槽”法。在海岸和内陆开采地段之间布置一条抽水线，通过抽水使之形成阻止咸水向内陆运移的“抽水槽谷”。抽出的咸、淡混合水，如不能使用，则排入海中。这种方法较之前一种方法的优越之处，是不需补给水源。这种防止海水入侵的方法，在荷兰沿海的淡水砂丘带得到了广泛的使用（图11—10）。

③“注水和抽水相结合”的方法。一般是将抽水槽布置在靠近海岸的地方，将注水井布置在靠近开采水源地的一侧。

①修建“地下挡水墙”。这种方法主要用于咸水沿着狭窄透水通道入侵的地段。例如日本长崎县西北杵郡的桦岛，曾在沟道的入海口附近含粘土的砂砾石层中建造了阻止海水入

侵的灌浆帷幕。在其上游侧形成了人工地下水库，使地下淡水的开采量由原来不到200t/d，增加到288t/d以上。[1]

除以上措施外，在某些情况下，削减水源地的开采量、减小开采水位降深及防止水位降落漏斗扩展至外围劣质水体等，也会对防止劣质水体入侵有一定作用。但是，这种措施的效果是有限的。例如海岸地带的水源地，即使将动水位保持在海平面之上，也很难防止深层咸水形成的“上升锥”向水井移动。

除上述情况外，另一种情况就是因不合理灌溉，使大面积土地发生次生盐渍化恶化了生态环境。如喀什地区，土地盐渍化面积竟达到耕地面积的64.7%，十分惊人[2]。主要的防治措施，应是合理地进行灌溉。

§3　地下水资源的管理

一、地下水资源管理的目的和任务

由前述可知，由于人类对地下水资源大规模地开发利用，目前世界上许多地区地下水的开采量都超过了当地的可供水量，出现了各种环境恶化现象。其原因，前面已作了介绍。解决这些问题的根本途径，就是要加强对地下水资源，乃至整个水资源进行科学管理，做到合理开发利用地下水资源和防止产生一切不良后果。

地下水资源管理，就是人们按照生活、生产和水循环本身的客观规律，研究如何合理地规划、勘查、开发、利用、调控及保护地下水资源和防治地质环境恶化，使它们处于对人类社会生活与生产最有利的状态。地下水资源管理的基本目的，就是采取科学的措施，保证在地下水资源开发中做到最优规划、最优评价、最优设计和最优开采运行，把开采或排泄地下水可能或已经造成的危害降低到最小，使用水者在经济、技术、社会和环境上获得最大的效益。因此，地下水资源管理的任务，就是采取有效地组织措施，通过水文地质人员，管理、开发和用水者共同努力，用现代科学技术手段，将地下水从规划调配、评价、开采利用到保护水资源、保护环境，以及开源节流等一系列环节，全部纳入科学管理之中；建立管理模型，实施最优化的论证与选择，以满足各方面对水的需求，或权衡利弊，保证重点用水对象的要求。

二、地下水资源管理的内容

管理的内容有三个方面：法制管理措施、行政组织措施和技术经济措施。

（一）制定有关法律，依法对水资源进行管理

目前，许多国家都制定有有关水资源的法律，以监督水资源的合理利用，保护其免遭污染和枯竭；进行法律调节，确保水资源管理方案的实施。国际间，因水资源的纷争也日趋增多，急需商定有关联合开发等事宜，并作出某些法律规定。

本书绪言中已述及，目前我国已实施多种有关水资源的立法，其中“水法”最为重要。国家除制定“水法”等法律之外，还应依法划分管理区域，建立相应的组织，集中领导，确

[1] 据《水文工程地质》第二辑，夏本良（日）：地下水库的设想，科学技术文献出版社，吴启文译自日本《土木技术》，1976年31卷9期。

[2] 见张宗祜：“全国地下水与生态环境效应学术讨论会”总结，《水文地质专业委员会会刊》，第十五期，1991年。

定水资源管理原则，并进行全面管理。

水法的基本任务是：调节水体的使用，以保证居民和国民经济部门的合理开发和利用；保护水体免遭污染和枯竭；防治因取水引起的各种环境灾害；改善水体状况；保护企业、团体、机关与公民的用水权利，加强水利关系方面的法制。

在我国“水法”[24]的总则中，从水资源范畴、所有权、开发利用、防治水害、保护水资源、水污染防治、计划用水及节约用水到国家统一管理等项均作了总的规定。之后，分别对水资源的开发利用，水、水域和水工程的保护，用水管理，防汛与防洪等项作了全面的法律规定，最后对法律责任等作了阐述。全面贯彻“水法”，必对我国水资源的规划、勘查、开发、利用、管理与保护等工作起到法律保障作用，使有限的水资源在国家现代化建设中，发挥出最大的效益。

一些国家的地方性水法，除包括全国性水法的基本条款外，尚可根据本地区的特殊情况增加某些规定。如有的国家，地方对不同条件下的建井要求和打井数量、井间距离、单井抽水量、含水层的年疏干率、污水排放标准、毁井要求及水费价格等，均作了具体的技术和经济上的法律规定。

（二）建立水资源管理的组织机构，集中领导，统一管理水资源工作

（1）一切水资源管理措施，如果没有强有力的组织机构来领导、监督、保证，是无法实现的。再从国、内外开发地下水中所出现的种种不良后果的原因看，除对客观规律认识上的局限和错误外，对水资源缺乏管理及规划是最主要的原因。因此，从中央到地方，建立统一的、既赋有法律和行政权力、又有专业职能的水资源管理机构，是进行水资源管理工作不可缺少的组织保证。应看到，建立水资源管理机构，既是管理上的需要，也是正确评价和合理规划、利用区域水资源的需要❶。

前已述及，我国各级政府中已成立了水资源管理办公室或委员会，对本地区的水资源进行统一管理，但还不完善。大的河流也有建立专门管理机构的，如黄河水利委员会、长江水利委员会等。

（2）各级水资源管理机构，应切实作到全面有效地管理。贯彻“水法”，统一规划和调配区内一切有关水资源的工作。

①对“三水”作统一技术管理，核定区内水资源总量，研究它们相互间的转化，制定地表水与地下水联合开发方案；

②对各种水源的生产与科学研究，作统一规划与管理；

③协调区内水资源，对供水、排水及人工补给进行水资源调配，不许各自为政；统一规划与管理建井工作；

④对供水的开源、用水与节流，进行统一的规划与管理；

⑤对保护水资源和对环境地质灾害，进行预测与防治的管理；

⑥建立地下水动态观测网，负责地下水位、水质、水量的动态观测；做好观测资料的积累、分析与储存工作，据地下水开采动态作定期水情预报。

---

❶ 当前世界上已形成了三种不同类型的区域性水管理系统：①行政管理型：以日本、美国、原苏联等为代表，以地方行政机构为基础，辅以流域、水域或水系性的水管理系统；②水域管理型：以法国、匈牙利为代表的按河流流域划分管理区域；③区域管理型：以英国为代表，按水文学特点，又照顾行政区划的完整性，以及社会、经济状况而划分的管理区域（据天津环保所：《工业用水管理基础》，1984．8）。

下面仅对“三水”的转化及其统一规划、合理调度作些介绍。

地下水、地表水和大气水之间，有着不可分割的内在联系。在循环中，它们之间不断地相互转化。为了正确评价区域各种水资源，制定出技术、经济上合理的水资源开发利用方案，必须对区内一切水资源进行统一的调查研究和评价。例如，在西北干旱地区的山前平原和山间盆地中，其地下水资源的65%—90%来自山区河流的渗漏补给；而在冲洪积扇前缘的潜水溢出带，又有相当数量的地下水转化为地表径流。当由某些上述潜水溢出带汇集而成的地表径流流入下游山间盆地时，又可再次重复以上水资源的转化过程。这种情况，也可在北方岩溶区见到。如在区域性分水岭或河川上游的古老弱透水地层分布地段，由大气降水或裂隙潜水补给河川径流；到中游碳酸盐分布区，地表水又大部分下渗，转化为岩溶水；到下游的山前地带，当岩溶水被弱透水地层或阻水断层阻挡时，则岩溶水又以泉的形式排出，转化为地表径流。显然，如不能正确认识这种不同类型水资源之间的转化与“包容”关系，就必然会造成水资源总量计算上的大量重复。在河西走廊南部，山区地表径流资源与平原地下水资源的重复量为90.5%；而在走廊中部，又有60%的地表径流量来源于地下水的溢出。据统计，山西省地表和地下水资源的重复量高达$65.5\times10^{8}m^{3}/a$，差不多相当于该省水资源总量的46%。

忽视各类水资源间的相互转化、将人为地夸大区域水资源总量，必然会制定出错误的开发方案；开采中，也必然会破坏各类水资源间的依存关系，造成种种严重的技术经济后果，并产生环境地质问题。例如，在石羊河流域，由于上游建库引水和渠道衬砌防渗，虽使河水利用率提高到60%以上，灌区用水量增加了93%，但山前戈壁带潜水位却下降了10—20m，溢出带泉水流量大减，泉水灌区面积减少了77%，进而导致流入下游民勤地区的地表径流量减少50%。为弥补地表径流的不足，民勤地区又超量开采地下水，结果造成区域地下水位大幅度持续下降，曾三度更换水泵，并使北部湖区草场退化，沙枣等植物大量死亡，沙漠每年内侵20m，后果极为严重。在北方岩溶大泉附近及其上游地区，通过打井大量抽取岩溶水，结果导致大泉流量锐减，以至枯竭，泉口原有的引水工程报废，泉源旅游风景被破坏，下游河川径流量锐减。在某些山前地区，由于忽视岩溶水大量补给山前孔隙水，大量开采岩溶水的结果，导致冲洪积层地下水位急剧下降，使原来开采冲洪积含水层的浅井报废；同时，产生了地面塌陷等环境地质问题。

总结以上教训可知，要想制定一个正确的水资源管理方案，必须首先查明区域水资源总量和各类水资源的互相转化关系；其次，必须了解构成区域水资源的各个水量均衡项目对今后持续供水的意义及其在开采前后可能产生的变化；最后，在开发利用中，必须有统筹兼顾、综合平衡的观点。

当前，世界各国水资源开发规划的一个共同特点，是对流域（或水盆地）水资源的全面管理，在水资源的开发规划中体现综合利用和联合开采的原则。正如英国的J. Ineson所指出的，“从水圈不可分割的特性以及水圈各种水之间的内在联系所得出的认识和结论必然是……未来地下水的开发、保护和管理主要是地表水和地下水的结合使用问题。虽然仍将在某些局部地区单独开采地下水，但整个地下水资源开发的最佳方案必须依靠地表水、地下水的结合使用，以及采取人工补给、兴建地下水库、间歇控制地下水的区域性过量开采、

局部咸地下水的利用、调整现有抽水井布局等联合措施。”[1] 这样的水资源开采方案，不仅可以充分利用天然地下水资源，而且还可长期保持原有的水质、水量和环境地质条件不致恶化，甚至可使这些条件向着好的方向转化；同时，这种方案在经济效益上又是最佳的。

（三）水资源管理中的技术经济措施

下面重点对措施中的开源与节流、水资源管理模型和地下水监测三方面分别作些介绍。

1. 水资源管理应“开源”与“节流”并重

据统计，目前，我国地表水的开发利用率只占河川年径流量的17%，浅层地下水的利用率也仅为24%。故寻找新水源在某些地区尚有潜力。但在许多地区，更应重视其他开源措施，而节流则是刻不容缓的重要工作。

1）供水的开源

除部分地区尚可勘探新的地下水源和开发地表水外，地下水的开源主要包括修建地下水库、进行人工补给、含水层回灌及储冷储热、利用矿井排水及开发地下热水等。

（1）建造地下水库，扩大地表水向地下水转化[2]。目前，利用地下储水空间建造地下水库调节供水，已成为水资源管理工作的一个重要方面。地下水库在储、取、用水和调节水方面与地表水库有相似的功能。

从水资源管理的角度来看，兴建地下水库的主要意义，在于充分利用地下库容储存淡水。它是高效率地利用有限水资源的重要途径。在丰水期，把多余的地表水或外流的地下水储存于地下，既增加了水源地总的水资源量，也保证了干旱期地表水量不足时，含水层能有较大的供水能力。此外，地下水库还有减少蒸发损失、工程投资少和不淹没土地等优点。而且，含水层本身就是天然的输水通道，不必另修引水工程。此外，还可利用含水层温度稳定的性能，通过人工补给，在地下储存冷水或热水，节省能源。

据报道，经世界水平衡预测，到2000年，在不稳定洪水流量中，有60%左右将利用地下水库库容进行调蓄。目前，世界上已有几百个地下水库在运转，按其工程构筑物的形式，地下水库可分为有坝、无坝和混合式三种。

有坝地下水库，主要兴建于储水岩层渗透性强、地下径流较强的地区，如碳酸盐岩分布地区、有冲洪积堆积物的季节性有水的山区河谷等。这些地区，由于岩石透水性好、补给水流停留时间短，含水层在天然条件下缺乏调蓄能力。因此，只有借助修建地下水坝才能提高含水层的储水能力和增加供水量。此外，在近海地区，为避免因开采地下淡水而导致海水向大陆入侵，修筑地下水坝既可使含水层中的淡水免于白白流入大海，也可阻止海水向大陆入侵。最后，从水文地质条件上看，有坝地下水库，一般还要求选在天然地下水位以上的岩层中，至少有一定的储水库容，并在地下径流带中有狭窄的宜于建坝的过水断面。

无坝地下水库，主要是建在水平方向地下径流微弱、地下水主要以垂直交替循环为主的地质条件下。只有在此条件下，垂向入渗补给的水流，才能在含水层中就地储存。此外，无坝地下水库也同样要求含水层分布比较广泛、有一定厚度，贮水层不能埋藏太深，包气带内不应有大面积的弱透水夹层分布，在天然条件下或人为疏干后，可形成较大的地下库

---

[1] J. Ineson：联合王国英格兰和威尔士地下水资源的开发，《水文、工程地质国外科技动态》，1974年第1期。

[2] 林学钰：论地下水库开发利用中的几个问题，《长春地质学院学报》，1982年第2期。

容。

在选择地下水库位置时，还应重视选在适宜蓄水的地质构造上。

我国已在南方的岩溶暗河区成功地修建了一些有坝的地下水库。它不仅为农业提供了灌溉用水，还为某些电站提供了发电用水。在华北的黄河故道区，也修建了试验性的无坝地下水库，如南宫地下水库。它采用了汛前抽水腾出库容的办法，增加汛期地表水和雨水的入渗补给量，不仅增大了区内地下水的供应量，而且也逐渐淡化了原来的咸地下水。北京西郊，由于过量开采而腾出的库容达 $13\times10^8m^3$，不用建任何地下工程就能建成库容为 $8\times10^8m^3$ 的大型地下水库[25]。随着我国水资源利用程度的提高，我们必将兴建更多的地下水库，以长期控制水体的循环。为工农业发展和人民生活提供更多用水。

（2）地下水资源的人工补给。人工补给地下水资源，就是通过各种人工方法，把地表水补充、蓄积到含水层内，以增加可利用的地下水资源和弥补地表水资源天然流失较大、时间分配不均和难于全部利用的缺点。因此，在水资源管理中，开发地下水库、开展人工补给都是"开源"的积极措施。从目前来看，人工补给是直接扩大地下水资源最有意义的手段，也是解决当前许多地区过量开采地下水、水资源不足和改善水圈环境的一个重要途径，更是防治区域水位下降、沿海地带的海水入侵及地面沉降等地质灾害的有效措施之一。在某些地区，人工补给甚至还具有控制地震灾害的重大作用。因此，人工补给地下水工作，在许多国家和地区的水资源管理中都占有重要地位，在地下水的总利用量中一般都要占相当大的比例。例如，原西德约占40%，瑞士为25%，美国和荷兰约占24%，瑞典为19%，英国为12%，印度为10%。在荷兰的LaHage地区，从本世纪40年代开始，投资为 800×10^4 盾，每年向海岸沙丘地带回灌 1300×10^4--$3200\times10^4m^3$ 的莱茵河水；而在莱茵河上要修建同样水量的地表引水工程，则需投资 20000×10^4 盾[12]，相差25倍。

我国的地下水人工补给工作，70年代才开始。但是，它已在控制地面沉降、扩大地下水开采资源、利用含水层贮能等方面取得了明显的效益。随着我国地下水开发程度的提高，人工补给地下水的工作必然会得到迅速的发展。

①进行地下水人工补给的基本条件。某个地区，能否采用人工补给增加地下水的可开采量，主要决定于三方面条件。

首先，应具有有利于进行人工补给的水文地质条件。其中最重要的是含水层的可利用容积、埋藏深度、导水和储水性能，以及排泄条件。如果含水层可利用的容积不大，或者补给水很快就流失掉，则这样的含水层就不适于进行人工补给。某些研究表明，人工补给含水层的厚度，一般以30－60m为最好，含水层产状最好平缓，分布较广，以渗透性能中等的各类砂质岩层或裂隙岩层为好。具有很大孔隙或很大厚度的岩层，并非总是有利于人工补给的，因为在这样的岩层中，补给水流会很快流散，且不宜净化水质欠佳的补给水源。

其次，应有可利用的补给水源。在多数情况下，是用天然状态或经人工处理的河水作为地下水人工补给的水源。如果河水的质或量不能满足要求时，也可以利用汇集的大气降水或临时性的表流。为提高水的利用率，或为了对环境污染的综合治理，也可利用经过处理的污水作为人工补给水源。例如，美国的南加利福尼亚州广泛采用经过初步处理的废水回灌补给地下水，构成阻止海水入侵的地下水屏障。目前，国内外，为节省能源，还广泛采用了冷却空调、锅炉用水经地下循环后再利用的技术。

选择补给水源时，除考虑数量上有无保证外，还应考虑水质是否符合要求。经验表明，

几乎人工补给水源的所有物理性质和化学成分都对补给效率和补给后含水层的水质产生重要的影响。此外，随着补给水在地下存放时间的延长，也将会产生日趋增多的化学、细菌或毒性水质的问题。

最后，应将所提出的地下水人工补给方案与其它解决水源问题的工程方案相比较，看其是否在经济上可行。不仅要考虑增加单位水量的工程投资，还应考虑工程运转后水的成本及工程方案的综合受益情况，以及对环境可能带来的各种有利和不利的影响。

②人工补给地下水的方法。人工补给地下水的方法有直接补给和间接补给两类。直接补给方法是指单纯以人工补给地下水为直接目的的方法，包括地面入渗法、地下灌注法及地下径流调节法（即在含水层中修建地下水坝或挡水帷幕）。间接方法是指那些为其它目的修建的工程，同时也可起到增加地下水补给量的方法，如修建地表水库，在调节地表径流的同时也增加了水库、渠道水的渗入补给量；进行农田灌溉的同时，也增加了地下水的入渗补给；在采用傍河、湖取水建筑物开采地下水的过程中，同时夺取了地表水的渗入补给；在造林或绿化环境的同时，也改变了气候和降水的入渗条件，增加了地下水的补给等。

下面只介绍直接补给方法中，应用最广的两种方法。

i. 地面入渗法（又称浅层回灌法或水扩散法）。主要是利用天然洼地、干涸河床、沟壑及较平整的草场或耕地，以及漏水水库、坑塘、废砂石坑、渠道或开挖渗水池等，常年或定期引、蓄地表水，借助地表水与地下水之间的天然水头差，使之自然渗漏补给含水层，增加含水层的储存量。常用的属地面入渗补给工程之一的补给池的布置如图 11—11 所示。

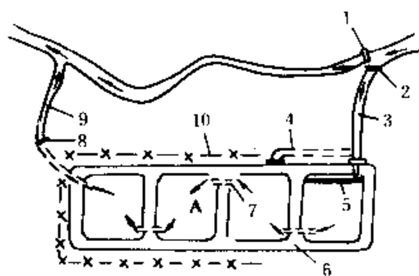


图 11—11　地面入渗补给（渗透池补给）方式示意图

1—分洪建筑；2—主闸门和流量测量装置；3—进水渠；4—旁管（必要时用）；5—挡板；6—堤上道路；7—补给池间的控制建筑物；8—流量测定装置；9—退水渠；10—篱笆或围墙；A—渗透池（或补给盆地）；箭头示流向

地面入渗法的优点是，可因地制宜，利用自然条件，以简单的工程设施和较少的投资获得较多的入渗补给量，在运行期间也比较容易管理和便于清淤，故能经常保持较高的渗透率。这种露天入渗工程，常常还可美化环境，与兴建旅游娱乐产业相结合，使城市更加美化。

地面入渗法的主要缺点是：某些入渗补给工程设施占地面积较大；受地质、地形条件的限制；在干旱地区，补给水的蒸发损失较大；若管理不善，则可能造成附近土壤次生盐碱化、沼泽化或浸没建筑工程基础。

地面入渗法的应用条件，主要有四：其一，这种方法主要适用于地形平缓的山前冲洪积扇、冲积河谷和平原的潜水含水层分布区，以及基岩台地和岩溶河谷地区。经验证明，地面坡度与地面入渗速度成反比，原苏联学者Г·В·鲍哥莫洛夫等人指出，建立地面入渗补给系统最适宜的地面坡度为 0.002—0.040。其二，为扩大补给效率，地面入渗法要求地表具有透水性较好的地层，如砂土、砾石、亚砂土及裂隙发育岩层。包气带的厚度以 10—20m 为宜。其三，接受补给的含水层应该具有较大的空隙度，分布面积较大，并有一定的厚度。某些专著指出，补给砂质含水层的厚度以 30—60m 为佳。其四，为保证补给水在到达含水层之前更好地净化，满足水质要求，要求入渗建筑物与取水建筑物之间应有一

定的距离。其距离（L）可参考表11—8的经验数值，也可用下式近似计算：

$$L=\frac{vt}{n_0-N/C}$$

式中：v——平均渗透速度；

t——运转时间；

n_0——岩石的有效孔隙度；

N——通过实验确定出的岩层最大吸着容量；

C——补给水源中污染物质的浓度。

表11—8 取水建筑物与入渗建筑物之间的安全距离

（外围轮廓之间距离）

土层名称	有效粒径（mm）	距离（m）
细砂	0.3	40
中砂	0.5～0.6	60
粗砂	1.5	100

由于地面入渗法有设备简单、投资少、补给量大、管理方便等优点，故目前各国使用广泛，有很多的成功实例。美国纽约州，为增加长岛砂砾石冰碛层的供水量和阻止海水入侵，在大约250km^{2}面积上，建立了近400个入渗池（汇集雨水），每个入渗池的面积为4400m^2，深9m，使该岛水源地的总生产能力达到1.66 m^3/s[15]。

ii. 管井注入法（又称深层回灌或地下灌注法）。这种方法是将补给水通过钻孔、大口径井或坑道直接注入含水层中。为提高补给效率，除采用天然注入外，还经常采用人工加压注入（包括真空回灌和水泵加压回灌）。

管井注入法的主要优点是：不受地形条件限制，也不受地面厚层弱透水层分布和地下水位埋深等条件的限制；占地少，可以向指定含水层集中回灌，水量浪费少；补给工作不易受地面气候变化等因素的影响。但此法也有缺点：由于水量集中注入，井及其附近含水层中的水流速较大，使井管和含水层易被阻塞；因补给水直接注入含水层等原因，易使水质恶化。因此，对水质要求较高，常需专门的水处理设备、输配水系统和加压系统，工程投资和运转时的管理费用较高，且管理工作比较复杂。如果水质欠佳、水井滤水管设计及安装欠妥或运行中管理不善，都会很快引起水井和含水层的阻塞，降低补给效率，甚至使注水井完全报废。

鉴于以上特点，管井注入补给法主要适于地面弱透水层较厚（>10m），或受地面场地限制不能修建地面入渗工程的地区，特别适用于补给承压含水层或埋藏较深的潜水含水层。比较完善的注入水井的设备和安装情况如图11—12所示。为了节省投资，可以利用供水管井作回灌井，也可设置专门的注水井。前者多在利用含水层储冷（储热）时使用，即在一年中对地下水的补给和开采交替进行；后者则供常年补给含水层时使用。

尽管管井注入法有种种缺陷，但在诸如利用含水层储冷、储热，阻止海水或污水入侵及防治地面沉降等方面，仍然得到广泛使用。当前的主要问题是回灌井的堵塞问题。

据研究，回灌井的堵塞，按其性质可分为：物理堵塞、化学堵塞和生物化学堵塞三大

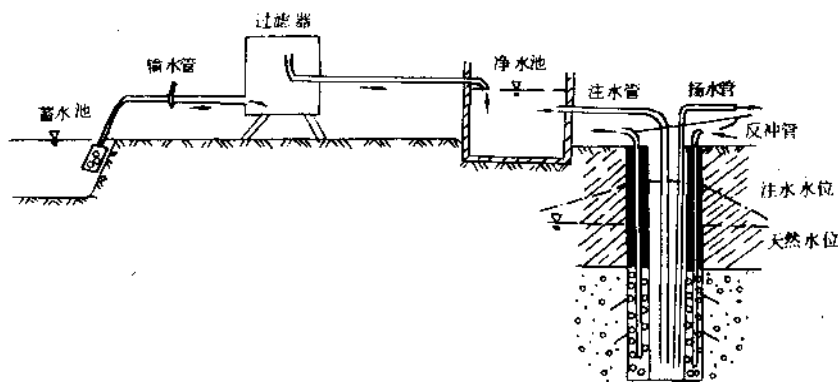


图 11-12　管井注入补给示意图

（扬水管：供定期清除井内淤塞物之用；反冲管：为定期清洗过滤层之用）

类[2]。物理堵塞是由于补给水源中悬浮物（包括泥质、胶体物及各种有机物）充填于滤网和砂层孔隙中所造成的堵塞。当回灌装置密封不严时，大量空气随水流进入含水层中，也可能产生气相堵塞。此外，由于反复灌水和回扬抽水，也可导致砂质颗粒的排列逐渐密实，因而降低了含水层的渗透性。化学和生物化学堵塞，特别是铁细菌和硫酸还原菌造成的堵塞，已在第 1 节中作过介绍。

防治回灌井堵塞的方法，应针对所造成的原因，有的放矢地采用不同的措施。对于物理堵塞，主要是采用定期抽水的方法进行处理；对于气相堵塞，应即时密封回灌装置；对于化学和生物化学堵塞，主要是采用注酸方法进行处理。严格掌握回灌水源的水质标准，是防治和减少回灌井堵塞的主要手段之一。

③对人工补给水源的水质要求。确定回灌水源的水质标准时，应依据下列原则：i. 应满足供水项目对水质的要求，如有多种用途时，首先应考虑饮用水的水质要求；ii. 应考虑回灌水与原地下水混合所发生的化学作用不能使水质恶化；iii. 要考虑回灌水水质对管井或含水层可能产生的堵塞作用和腐蚀作用；iv. 考虑回灌水质对回灌效率的影响；v. 依据地层对回灌水的净化能力，可适当降低回灌水质的标准。

就回灌水源的物理性质来说，其中影响最大的因素是温度和浑浊度。温度的变化，可改变混合水的粘度和密度，进而影响水在地层中的渗透和过滤速度。粘度随温度升高而降低，从而将加强水渗入地层的能力。此外，水温变化也可能引起地下水的某些化学反应（如盐类的溶解沉淀，抑制或促进微生物和细菌的繁殖）。试验表明，人工补给水源的最佳温度为 20—25℃，也可以接近或稍高于地下水的温度。补给水的浑浊度可严重影响补给效率，并与管井和含水层的堵塞有关。一般要求补给水的悬浮物浓度必须控制在 20mg/L 以下。

为防止回灌水源产生气相堵塞，要求尽量减少其空气含量。如氧气含量过大，则会与二价铁作用生成氢氧化铁，产生化学堵塞。因此，溶解氧含量以 5—7mg/L 为宜。补给水中的二氧化碳含量不宜过高，以免产生侵蚀作用和沉淀作用，导致岩层空隙堵塞。

补给水化学性质的影响，主要表现在以下方面：补给水进入含水层后，可能破坏含水

层中原有的地球化学平衡环境，引起不良的化学反应或离子交换，导致金属盐类沉淀；原来悬浮于水中的粘土颗粒，可能因离子交换作用而膨胀，产生“絮凝”作用。根据我国及原苏联有关规范的要求，回灌水中铁的含量应<0.5mg/L，锰的含量<0.1mg/L，钠离子含量应<65mg/L，二氧化硅含量以<20mg/L为宜。关于补给水中钙、镁、氯化物等常见可溶盐成分及毒性元素含量的要求，主要视补给地下水的用途而定。考虑到地层的净化作用，一般对补给水的水质要求可比同类目的供水的水质标准为低。pH值对补给水质有很大影响，因氢离子浓度的变化可引起水中某些成分（特别是Ca、Mg、Fe离子）的溶解或沉淀，并刺激生物的繁殖。根据一些地区的实验，补给水的pH值最好在6.5—7.5之间，原苏联等国定为5—9。

对人工补给后开采含水层中混合水水质的预测，是一个极其复杂的问题。因为水质的变化决定于很多因素。其中，最重要的是包气带岩层自身的净化能力、补给水的成分与地下水原化学成分的相互作用，以及补给水成分在渗透迁移中的扩散或弥散作用。目前，已提出了一些对含水层中单个元素浓度的预测公式及考虑弥散作用的水质预测数学模型。但要准确地解决预测问题，还有不少困难，尚待进一步深入研究。

最后，必须指出，地下水的人工补给是一项复杂的技术措施，不论采用何种补给方式，都要根据不同的水文地质条件，预先确定入渗补给速度、补给量和补给时间，并查清补给水由地面进人地下饱水带的过程中水质的变化，以制定合理的有较大入渗补给面积、较高下渗速度和较长入渗时间的人工补给方案，并作好水质的防护。

（3）矿山排水作为供水水源，以解决某些地区的供、排水矛盾。用矿山排水作供水，是充分利用水资源，解决供、排水矛盾的最好措施之一，值得推广。目前，太行山麓的许多煤田的下部煤层，均因受其底部高压地下水的威胁而不能开采。估计它们的排水量，每年可达$5\times10^8m^3$左右[25]。如能对该区疏干和供水进行综合规划，将排水用于城市或工农业供水，则可缓解当地的供、排水矛盾。目前，全国许多矿山的矿井排水，因水质多已被污染，不适于生活和工业用水，甚至不适于农田灌溉，都大量地白白流掉，并成为周围地表水与地下水的污染源；加之矿区排水漏斗的扩大，又减少了周围的供水水源，造成地质环境的恶化。此皆源于对区内水资源缺乏统一管理之故。此项内容将在第三篇中作进一步介绍。

2）用水中的节流工作

由于世界上普遍面临淡水资源不足的问题，所以各国都重视对节约用水技术的研究。国内，虽然许多地区供水紧张，但却存在着普遍而大量的各种浪费水资源的现象。对此，至今仍缺乏有效地管理。我国环境保护法中规定，要“严格管理和节约工业用水、农业用水和生活用水”。开展节水措施，不仅是为了解决水资源的供需矛盾，也是减少排污量、改善环境、提高企业经济效益的有效措施。在某些水资源不足的地区，开源难以解决需与供的矛盾，只有从节约用水上求得缓解。

（1）废（污）水水质处理回收，提高重复利用率。早在70年代，一些发达国家的废水重复利用率已达60%—70%；近年来，钢铁、化工、造纸工业的废水重复利用率已分别达到98%、92%和85%。国内，工业及城市的用水量虽大，但重复利用率很低。除北京、大连等少数城市废水的重复利用率达78%—80%左右外，多数城市还停留在20%—50%，有很大潜力[25]。日本的废水回用分两类：一类是将生活污水处理后的中水作为冲厕、绿化、建

筑之用❶；另一类为工业废水回用。据我国城建部门统计，全国城市污水日排放量已达6822 $\times10^4m^3$。目前，北京每天污水的排放量为 $200\times10^4m^3$ 以上，正在筹建污水处理厂。如果能完全实现处理，则相当每天增加 $100\times10^4m^3$ 的供水能力[25]，这对扩大北京市供水具重要意义。据有关部门估算❷，如果全国工业用水的平均重复利用率从20%提高到40%左右，则每天就可节水 $1800\times10^4m^3$，相当于300多个大型水源地的供水量，可节省供水工程建设投资 36×10^8 元。

（2）推广先进的节水措施。首要的是建立生产管理体制；然后，在工农业和生活用水方面推广节水措施。在工业方面，应建设先进节水型工业，降低工业用水定额；改进生产工艺，尽量采用用水少的生产工艺，降低单位产品用水量。如炼钢厂改用氧气转炉，则用水量可比老式炉降低86%—90%，且质量与产量还有提高；如炼油厂利用空气冷却，则节省了冷却水。

从单位产品的耗水量指标看，我国比世界先进国家高得多。从万元产值耗水量（m^3/万元）看，我国比日本等国高三倍多。国内的缺水城市和节水较好的城市，万元产值耗水量为60—90m^3/万元（1980年，青岛为63.4m^3/万元；大连为68.2m^3/万元；上海为90.1m^3/万元），其他城市，一般为数百立方米每万元，高者达2000—3000m^3/万元（如1981年，吉林为3374m^3/万元，通化为2031m^3/万元）❸。由此可见，我国在节约工业用水方面的潜力很大。农业方面，主要是改进灌溉技术，如改漫灌和畦灌为喷灌或滴灌，既可节省用水，又可扩大灌溉面积。据1984年资料，我国全国喷灌面积仅有1000万亩，占耕地0.7%。天津市经试验表明，喷灌比漫灌和畦灌省水30%—50%，能增产10%—30%；滴灌比地面灌溉省水50%左右，蔬菜可增产10%—40%。1981年、天津市的21万亩菜田，如用滴灌，一个生长季节可节水 $3360\times10^4m^3$❹。如使用低毒高效农药，则可减轻地下水质污染。

（3）提倡节约生活用水。由于存在“水既是廉价的、又取之不尽的”错误观念，人们在生活中浪费水（跑、冒、漏水与长流水）的现象普遍存在，种类之多和数量之大都是惊人的，尤以服务行业用水和生活用水更为突出。因此，应当大力宣传节水，培养群众的节水意识；应当提高浪费单位的水价，实行“节奖超罚”制度。节约生活用水是多方面的，而推广节水型卫生洁具（包括厕用、洗淋用、厨房用、医疗用卫生洁具），应作为重要的节水措施。在发达国家冲厕，用水量已从每次13L降到6L或仅用3L，而我国多用12—15L的老式洁具。至于生活废水处理回用工作，虽北京环保所于1985年建成日供水量120t的中水道试点工程，节水效益显著，全所自来水耗量与前三年同期平均值相比，下降了48%左右❺，但在全国尚未普遍开展此项节水工作。

在一些发达国家，城市生活日用水量人均在500L以上，而我国平均在150L左右。随着生活水平的提高，我国日用水量亦必随之增长。因此，按“水法”教育人们节约用水，愈加有其深远意义。

---

❶ 日本将处理后的水用作不与人体接触的生活杂用水，利用专门管道输送，因其有别于上、下水道的功能，水质介于上、下水之间，称中水。此系统称中水道。见淄博市水资源管理办公室：《城市用水管理》，1991.8。

❷ 城乡建设环境保护部环保局：《我国水环境问题及其对策》，1984年。

❸ 中国科学院：《水资源研究参考资料汇编》，1985. 10。

❹ 天津市环保所：《工业用水管理基础》，1984. 8。

❺ 淄博市水资办：《城市用水管理》，1991. 8。

（4）开展一水多用。如前述的污水处理回用、将工业废水（或直接或经处理）用于灌溉或冷却、绿化、消防及娱乐观赏用水等，将节省的优质水用于生活用水。

2. 运用水资源管理模型进行地下水资源的科学管理

从前面的讨论可以看出，地下水资源管理这一学科，不仅属地质科学的研究范围，还与工程、社会、经济、环境、法律等科学有关，因而需要多学科及各行业共同来研究。

根据水资源管理发展的历史分析，最主要的技术管理手段，就是运用系统论与系统分析方法等现代科学技术，建立水资源或地下水资源系统管理模型，优化出最合理的开发方案。这已成为当前国际上共同使用的重要管理措施。因此，"如用系统工程观点，则可将水资源管理定义为：在一定的约束条件下，通过对该水资源系统中某些决策变量的变换，使系统按一定目标要求达到最优"[1]。地下水资源管理模型是为达到某既定管理目标，利用运筹学中的最优化技术方法，建立起的一组数学模拟模型中的数值模型。实质上，这里所说的地下水资源管理模型，是由地下水流或溶质运移等数值模型和管理数值模型耦合而成的复合模型。通过对此模型的运算，使该系统的特定目标达到最优。

依据管理区的水文地质条件、已取得的资料和管理目标的不同，应选用相应类型的管理模型。常用的地下水资源管理模型[2]有：按模型中的变量性质可分为确定性系统管理模型、随机性系统管理模型；按参数分布状况可分为分布参数系统与集中参数系统两类管理模型；按解决问题的性质可分为水力管理模型、水质管理模型和政策评价及经济管理模型三类；按目标函数及约束条件的性质可分为线性规划与非线性规划管理模型；按目标函数多少又可分为单目标管理模型和多目标管理模型。

地下水资源管理模型，主要由三个组分组成，即决策变量、目标函数和约束条件。

管理模型的决策变量：为了优化开发地下水资源，人们通过控制与调配该地下水系统开发与运行的决策来达到目的。这些人为可控变量称为决策变量。它主要有与水力学有关的决策变量、与水质有关的决策变量、与经济因素有关的及与环境问题有关的决策变量。某些学者提出的主要决策变量如下：

（1）抽水量在地域上和时间上的分布；

（2）人工补给量在地域上和时间上的分布；

（3）与含水层有水力联系的地表水体的水位；

（4）开采地下水的水质；

（5）人工补给用水的水质；

（6）新增加的抽水井、人工补给设施的容量、地点和建造时间等。

管理模型的目标函数：它是指经过系统管理后要达到的特定目标，以决策变量的数学表达式来表示。目标函数的内涵，随管理目的或管理模型的类型而异。

根据实际开发地下水时采用的具体管理目的、措施或要求的不同，常取管理区内地下水开采"各节点水位和的最大值"、"各节点水位总降深的最小值"、"各点水位回升的最大值"、获取的最大经济效益"、"耗能量最小"、"纯利润最大或投资量最小"、"供水量最大或水利用率最高"、"水中特定组分浓度与允许浓度之差最小"、"环境变化量最小"等中的一

---

[1] 李慈君：《水资源管理》，1988．12．

[2] 地下水资源管理模型将在《地下水资源管理模型》课中深入学习。

个或多个为目标函数。

管理模型的约束条件：是指在地下水资源管理寻优过程中，对地下水资源系统与自然环境系统、经济系统、人为活动及社会环境等的控制条件。主要有：i. 水力学约束，包括地下水流状态方程约束、地下水位约束（如为防止地面沉降或海水入侵而给定地下水位的上或下界约束）、地下水量约束（如控制回灌量、允许总用水量或泉水流量最小值等）；ii. 水质约束；iii. 经济约束（产值或需求约束）；iv. 环境约束；v. 资源约束（如投资总量、地表水或地下水可供最大水量、河流保持最小流量值等）；vi. 取水或人工补给设备容量约束条件等。

下面仅介绍一个用线性规划选择地下水量最优开采方案的简单实例：常州市水资源开采的优化方案[19]。

常州市的供水，主要是开采第Ⅱ层承压水，其次用运河水作为生产用水。目前，地下水已超采，产生了地面沉降等环境灾害，需要新辟水源，要求选择优化方案。目前及计划的供水水源如下：

（1）运河水：目前开采量为$60\times10^4 m^3/d$，其中的$4\times10^4 m^3/d$作为生活用水，其余为工业用水。2000年计划开采$110\times10^4 m^3/d$。

（2）长江水：要修建长江引水工程，第一期引水$10\times10^4 m^3/d$，投资2000多万元。第二期完成后，能供水$20\times10^4 m^3/d$。

（3）市区第一承压含水层：允许开采量为$5.71\times10^4 m^3/d$。

（4）市区第二承压含水层：允许开采量为$13\times10^4 m^3/d$。如超采，则治理环境公害的费用，估计为1元/m^3。

（5）长江边的第Ⅱ承压含水层：可建两个$10\times10^4 m^3/d$的水源地。

水资源的成本及电耗如表11—9所示。

表11-9　常州市水资源成本及电耗表

分类 \ 项目			电耗（度/m^3）	成本（元/m^3）
循环用水			0.18—0.20	0.02
地表水	运河	生产	0.23	0.04
		生活	0.24	0.06
	长江引水		0.5	0.10
地下水	市区Ⅰ承压水		0.2	0.033
	江边Ⅱ承压水		0.45	0.08
	市区Ⅱ承压水		埋深<30m时为0.35；>30m时每10m增加0.117	埋深<30m时为0.05；>30m时每10m增加0.0133

注：根据1983年统计，不含水资源费、井台及设备维修费。

选择水源时，要求总费用和总电耗为最低。设总费用为D，总电耗为E，则其计算公式如下：

$$D = 0.033Q_1 + 0.07Q_2 + 1.07Q_2' + 0.08Q_3 + 0.06Q_4 + 0.04Q_4' + 0.10Q_5$$

$$E = 0.2Q_1 + 0.4(Q_2 + Q_2') + 0.45Q_3 + 0.24Q_4 + 0.23Q_4' + 0.5Q_5$$

式中：Q_1——市内第Ⅰ承压含水层开采量（$10^4m^3/d$）；

Q_2——市内第Ⅱ承压含水层允许开采量（$10^4m^3/d$）；

Q_2'——市内第Ⅱ承压含水层超过允许开采量的抽水量（$10^4m^3/d$）；

Q_3——江边第Ⅱ承压含水层的开采量（$10^4m^3/d$）；

Q_4——运河水生活用水开采量（$10^4m^3/d$）；

Q_4'——运河水生产用水开采量（$10^4m^3/d$）；

Q_5——长江引水量（$10^4m^3/d$）。

因为目标函数只能有一个，故用总费用和总电耗的线性组合作为目标函数。要求到2000年供水$150\times10^4m^3/d$。共计算三个方案。

第一方案：目标函数：$\min z=\lambda D+(1-\lambda)E$

约束条件：

$$\left.\begin{array}{l} Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_5 + Q_4' = 150 \\ Q_1 \leqslant 5.71, Q_2 \leqslant 13 \\ Q_3 \leqslant 20, Q_2 + Q_3 \geqslant 30 \\ Q_4' \leqslant 110, Q_4 \leqslant 4 \\ Q_5 \leqslant 20, Q_i \geqslant 0(i = 1,2,\cdots,5) \end{array}\right\}$$

第二方案：固定长江引水$20\times10^4m^3/d$，即除将一个约束条件$Q_5\leqslant20$改为$Q_5=20$外，其余和第一方案相同。

第三方案：不考虑江边开采第Ⅱ承压含水层，固定长江引水，市内开采$30\times10^4m^3/d$，超采$17\times10^4m^3/d$，因而约束条件变为：

$$\left.\begin{array}{l} Q_1 \leqslant 5.71, Q_2 = 13, Q_2' = 17 \\ Q_3 = 0, Q_4 \leqslant 4, Q_4' \leqslant 110, Q_5 = 20 \\ Q_1 + Q_2 + Q_2' + Q_4 + Q_4' + Q_5 \geqslant 150 \\ Q_j \geqslant 0(j = 1,2,\cdots,5) \end{array}\right\}$$

以上三种方案都用单纯形法进行计算。分别求得最优解，结果列于表11—10中。

表11—10　常州市水资源管理方案比较表

方案＼项目	Q_1	Q_2	Q_2'	Q_3	Q_4	Q_4'	Q_5	总开采量 Q（$10^4m^3/d$）	成本 万元/d	电耗 万度/d
一	5.71	13	0	17.29	4	110	0	150	7.12	40.38
二	5.71	13	0	17	0	94.29	20	150	8.23	45.68
三	5.71	13	17	0	0	94.29	20	150	25.1	44.83

从表中可以看出，第一方案是最优方案。

3. 地下水监测工作

为掌握水资源管理方案的执行情况和预测未来地下水的天然和开采动态，以及环境条

件的变化趋势，以便及时调整管理方案和采取防治措施，都必须全面、系统地进行地下水动态监测工作，尤其是在地下水库区和利用回收废水进行人工补给的地区。因此，地下水动态监测工作是水资源管理必不可少的组成部分。许多国家在水资源法中都明显规定，无地下水监测资料设计的水资源管理工作，在法律上是绝对不容许的。

地下水动态监测的内容，应根据管理方案来确定。其主要内容包括地下水的水位动态、水质变化、开采量与回灌量的统计三个方面。当地下水系统内可能出现因水资源开发而引起的环境灾害时，也应对其变化进行监测。

地下水动态监测网布置的范围，原则上应包括整个水资源管理区，有时还应扩大到与本区水资源形成有关的毗邻地区。监测网、点的布置，须考虑对全区水资源动态变化规律的控制，并在对地下水源地水质、水量产生最大影响的地段以及可能出现病害的地段加密观测点，进行重点监视。监测网、点的布置还应与选定的计算水量和水质的数学模型相适应。选择观测点的具体原则，首先要有代表性，并尽可能利用现有井点，做到一井多用。代表性是指所采取的水质样品或所观测的水位和流量数据，在地点和时间上能符合水体的真实情况，并能控制一定空间和时间的范围。例如，不致因井深不同或过滤器下置层位不同而出现水位、水质上的差异；不致因长期停用而影响水中微量元素和细菌的含量。还应注意，观测点位置，尽可能不要轻易地变换，因为经常改换观测点，则可能使观测成果的使用价值大减。

关于地下水动态观测的一般要求，已在本教材第一篇中讲过，这里仅就某些特殊要求作简要补充。

对于开采条件下的地下水位动态观测，有两个基本任务：一是要掌握某一时期整个渗流场的水动力状况；二是要掌握可靠的水位随时间变化趋势及其变化速度。前者主要是为了编绘不同时期的等水位线图（流场图），以便分析地下水的流向、运动规律、抽水或注水井（人工补给）的影响范围，以及海水入浸的情况等。同时，这种图件也是建立水资源计算数学模型的基础图件。为编制高质量的流场图，要求观测网点能控制住全区流场的变化，应有1--2条主要观测线穿过区内的水位降落漏斗、补给水丘及不同类型的边界。观测点应尽量布置在剖面线上的地下水面坡度变化点上。水面坡度无变化的地区，有少数观测点控制即可。后者的任务，主要是检查地下水的开采条件是否按照水资源管理方案预计的方向发展；如有偏离，则必须采取适当的措施来保护地下水资源。这种观测点必须设置在能够真正代表区域水位变化趋势的水位降落漏斗的中心。因为漏斗中心的水位反应了所有抽水井的干扰影响，而漏斗边沿部位的水井水位则不一定具有代表性。其次是，为了消除因开采强度随时间变化而对水位观测值所产生的影响，要求选用非生产井作为水位动态观测井。

对于地下水的水质监测，应注意以下问题：

（1）水质监测项目一般可分为“基本监测项目”和“选择性监测项目”两类。前者是指全区所有监测点水样都必须测定的项目；后者则是根据每个监测点所在位置特征和不同目的而检测的某些指定项目。为了解整个地下水系统的水文地球化学条件的变化趋势，规定以少量常规化学组分作为基本监测项目是必要的；但是，应该把监测项目的重点放在可能对地下水质产生有害影响的化学成分上。此外，也可根据某一时期的水质情报，对所发现的某些水质异常现象，进行追索性的监测。

（2）除常规的水质监测外，目前在国、内外的水资源管理工作中，特别强调对人类健

康有危害的微量重金属离子、有机物和致病细菌，以及病毒的监测。有机物的危害性已被认为远大于无机质或微生物的污染危害。因此，在地下水受有机污染的地区，应增加对微量有机物的监测项目。

（3）微量重金属元素和有机污染物在地下水中的含量，一般都很低（常以微克每升计）。因此，如果我们不严格按要求取样，或由于在保存过程中水样自身发生化学或生物化学变化，将造成这些成分在实验室测定的结果与实际情况不符；使水质评价失真；或者出现同一水样的几组样品的结果不一致，无法作出评价结论。因此，首先要严格执行有关水样采取和保存的技术规程；其次应尽可能统一取样和分析样品的时间，并进行系统取样，以消除人为因素对分析结果造成的影响。

对环境地质的监测项目、位置和要求，应依据当地的地质、水文地质条件和预测的或已发生的环境地质问题来进行安排，一般要求监测它们的产生、变化和治理的全过程。

参 考 文 献

〔1〕陕西省综合勘察院：《供水水文地质勘察》，建筑工业出版社，1982年。

〔2〕机械工业系统勘察单位：《供水水文地质手册》，第三册，地质出版社，1983年。

〔3〕地质矿产部水文地质工程地质司：《水文地质钻探工艺》，地质出版社，1982年。

〔4〕上海市水文地质大队：对控制上海地面沉降的初步认识，《水文地质工程地质选辑第六辑》，地质出版社，1975年。

〔5〕籍传茂、费瑾等：关于美国和日本地下水资源勘察研究方法的几个问题，《水文地质工程地质》，1983年，第4期。

〔6〕苏河源等：第三届地面沉降国际讨论会概况，《水文地质工程地质》，1984年第5期。

〔7〕林学钰：美国地下水资源管理概况，《水文地质工程地质》，1983年第2期。

〔8〕范锡朋：河西走廊地下水与河水的互相转化及水资源合理利用问题，《水文地质工程地质》，1981年第4期。

〔9〕地质部水文地质工程地质研究所：《地下水资源评价理论与方法的研究》，地质出版社，1982年。

〔10〕杨成田主编：《专门水文地质学》，地质出版社，1981年。

〔11〕中国冶金工业部、国家基本建设委员会：《供水水文地质勘察规范》（GJ27—78，试行），中国建筑工业出版社，1979年。

〔12〕Г·В·鲍哥莫洛夫等著，河北地理研究所赵抱力等译：《人工补给地下水》，水利出版社，1980年。

〔13〕美国土木工程学会地下水委员会编，李连第等译：《地下水管理》，中国建筑工业出版社，1981年。

〔14〕张人权等编译：《同位素方法在水文地质中的应用》，地质出版社，1983年。

〔15〕Б. В. Боревский, М. А. Хордикайнен, Л. С. Язвин, 《Разведка и оценка эксплуатационных Запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых пластах》, Москва《Недра》, 1976.

〔16〕Н. И. Плотников; 《Эксплуатационная разведка подземных вод》, Москова, 《Недра》, 1979.

〔17〕Н. И. Дробноход, Л. С. Язвин, Б. В. Боревский; 《Оценка запасов подземных вод》, Киев головное издательство издательского объединения, "Вищашкола", 1982.

〔18〕Н. И. Плотников, 《Поиски и разведка пресных подземных вод》, москва《недра》, 1985.

〔19〕朱学愚等：《地下水资源评价》，南京大学出版社，1987年。

〔20〕张蔚榛主编：《地下水非稳定计算和地下水资源评价》，科学出版社，1983年。

〔21〕曹万金：《地下水资源计算与评价》，水利电力出版社，1987年12月。

〔22〕地矿部水文地质工程地质研究所编选，《国外地下水资源评价及科学管理译文集》，地质出版社，1987年12月。

〔23〕城乡建设环境保护部综合勘察院与山西省勘察院合编：《供水管井设计施工指南》，中国建筑工业出版社，1984年8月。

〔24〕中华人民共和国水法，1988年7月1日起施行。

〔25〕陈梦熊：城市水资源问题与对策研究，《水文地质工程地质》，1992，第一期。

〔26〕中华人民共和国国家标准供水水文地质勘察规范 GBJ27-88，1989．8，中国计划出版社。

第三篇 矿床水文地质

在公元前22世纪夏以前，我国就已大量使用铜器；公元前770--1300年殷周时代，已开采利用金、银、铜、铅、锡等矿产；约在春秋战国之交（公元前480年前后），开始利用铁；加上绪言中例举的采矿实例，足以证明，为满足人类生存和社会发展的需要，我国从远古就开始了采炼矿石工作。伴随采矿业的发展，矿井排水已成为采矿中不可缺少的工作之一。

原始采矿，主要是开挖地下水面以上的矿床；逐渐发展，开始开挖地下水面以下的矿床。在与矿井涌水作斗争中，不断地丰富了与水患作斗争的经验，发展了矿床疏干排水技术。解放前，我国长期处于封建、半封建及半殖民地的社会。由于殖民主义者对矿产资源进行掠夺性开采，严重地破坏了我国的矿产资源，阻碍了矿床及矿井水文地质科学的发展。由于不作矿床水文地质工作，致使矿井突水事故时有发生。其中突出的事例是1935年5月淄博北大井的突水，全矿井被淹没，还夺去了385名矿工的生命。

解放后，我国的矿床与矿井水文地质工作得到了突飞猛进的发展。它可分为矿床调查中的矿床水文地质调查工作与开采中的矿井水文地质工作。两者关系密切，不可分割。本篇以讲授矿床水文地质为主，侧重于自然状态下矿床充水条件的探讨、矿井涌水量的预测，为矿产地的综合评价服务；兼顾某些矿井水文地质内容，简介矿床疏干、突水预测及矿区环境地质评价等内容。

第十二章　有关矿床及采矿的某些知识简介

为了加深理解所学矿床水文地质内容，须掌握一些有关矿床和采矿的知识。本章仅就某些常用的基本知识作些简介。

§1　有关矿床的某些知识简介

一、矿石、矿体、矿床及矿产

凡含经济上有价值和技术上可提取有用元素、化合物或矿物的岩石称矿石。它可分为含单一有用组分的简单矿石或含多种有用组分的复杂矿石。矿石的自然堆积体称矿体。它是独立的地质体，有一定的形状、大小和产状，占有一定的空间。矿体内矿石成分的分布多不均匀，可构成局部的富矿体或贫矿段，达不到工业要求的则称夹石。包围矿体的无实用价值的岩石称矿体的围岩。矿体和围岩石间的界面有清晰的，也有逐渐过渡的。

由成矿地质作用在地壳中形成的质和量皆符合当前经济技术条件，可被开采和利用的地质体称矿床。它由矿体和围岩组成。一个矿床可由一个或多个矿体组成。在地壳中，由地质作用形成和能被利用的矿物资源称矿产。目前，常用的矿产有150多种。根据工业用途，把它们分成三大类：一类是金属矿产，包括黑色金属、有色金属、轻贵金属（铝、镁、金、银及白金等）、稀有和放射性金属矿产；二类是非金属矿产（菱镁矿、磷灰石、钾盐、金刚石、云母及石英等）；三类为可燃有机矿产（煤、石油）。

此外，地下水也常被视为人类不可缺少的矿产资源之一，被大量地开采和利用。

二、矿体的形状及产状

矿体的形状，系指矿体在空间的存在形态。形状不同的矿体，它与周围含水层（体）之间具有不同的接触状态，发生不同的水力联系，使矿床具有不同的水文地质特征。按矿体延伸情况，可把矿体形状分为三个基本类型：等轴型矿体，如矿瘤，它可处在含水层或隔水层之中；板状型矿体，如矿层、透镜体等，其顶、底板（或其一）可为含水层；柱状型矿体，如矿筒等，可分布在含水层或隔水层之中。介于上述基本类型之间的是过渡型矿体和不规则形态矿体，如网状（图12—1）、放射状矿体等。

矿体的产状，是指矿体产出的地质位置和产出状态，包括矿体的构造位置、形状、大小、与围岩的接触关系及其空间方位等。矿体产状，通常以矿体（层）的走向、倾向及倾角来表示。

按倾角，把矿体分成：倾角小于3°的水平矿体；3°至30°的缓倾斜矿体；30°至45°—55°的倾斜矿体；大于45°—55°的急倾斜矿体[1]。

三、矿石品位和矿产储量

衡量矿石质量的主要标志是矿石中有用组分的含量，即矿石品位。从矿石中提取某种

元素时，其品位以矿石中该元素的重量或氧化物的重量百分比表示；贵重金属或砂矿以"g/t"（10^{-6}）或"g/m^3"表示；非金属矿物原料矿石的品位，则以有用矿物的单位重量或体积的含量表示，例如云母矿的品位，以云母含量"kg/m^3"表示之。矿石的工业品位不是固定的，一般地讲，它随工艺技术、矿石储量、综合利用情况及国家对该矿石的需要等条件的变化而改变。在当前的经济技术条件下，工业对矿石中主要有用组分的最低含量要求，称为工业品位；用以圈定工业矿体边界的品位叫边界品位，低于它的是夹石。

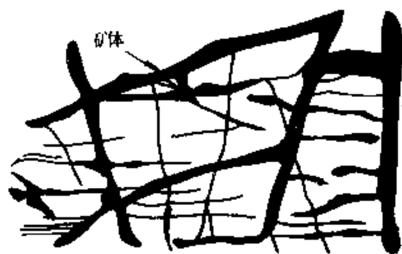


图 12—1　网状矿体

矿产储量即矿产在地下的埋藏量，它是确定矿山规模、投资和矿山服务年限的主要依据。在矿产调查阶段及开采过程中，都需进行储量计算。大多数矿产的储量数字用质量（t、kg 等）表示，部分矿产（如建材）用体积（m^3）表示。

在地质调查期间，必须按不同地段、不同储量级别、不同矿石自然类型、不同工业品级及平衡表内、外矿石等分别计算储量，以满足矿山企业设计需要。矿山开采时，还须计算生产储量。一般情况下，露天开采时应计算开拓储量及备采储量；地下开采时，应计算开拓、采准及备采三级储量。

四、矿床成因类型[1]及其与周围含水层间的关系

（1）岩浆矿床：是指伴随地壳中岩浆活动而形成的矿床，如铬、镍、铂、金刚石、钒、钛、铜、钴、铁、磷等。该类矿床和围岩多发育有各种裂隙，故裂隙水为该类矿床的主要充水水源。

（2）伟晶岩矿床：为晶体粗大的脉状矿床，富含稀有及放射性元素，富含挥发性组分的矿物易于富集，产铍、铌、锂及云母、水晶等。岩脉本身裂隙多较发育，故其多成为含水较丰富的裂隙水带。

（3）气水-热液矿床：是由含水、挥发性组分及成矿组分的气水热液，在运移中，成矿物质通过充填或交代作用所形成的矿床。气水热液有的是岩浆（包括火山）成因的，有的是变质成因的，也有的是地下水含矿热液❶。但许多矿床都是岩浆后期气水热液和地下水热液综合形成的产物。产出钨、锡、汞、锑、砷、金、银、石棉、水晶、萤石、重晶石、冰洲石等。据成矿地质条件，可把这类矿床分为热液矿床和接触交待矿床两大类。在成因和空间上与矽卡岩有关的矿床，则称矽卡岩矿床。这类矿床的水文地质条件复杂，多为岩溶水充水矿床。接触交待矿床的围岩一侧多为岩溶水，远离接触带的矿床，则多处于岩溶水包围之中，甚至矿体本身也含水。

（4）风化矿床：由地壳表层风化作用形成的矿床，称风化矿床。主要产出铁、锰、铝、镍、钴、金、金刚石、磷块岩及高岭土等。按成因分为残积和坡积矿床、残余矿床、淋积矿床。其主要充水层为风化裂隙潜水层，一般水文地质条件较简单。

（5）沉积矿床：系由地表沉积作用形成的矿床。以其中富集有用物质而与一般的沉积

❶ 向地壳深处下渗的地下水，受地热影响温度可升高至 200—300℃。它可以从围岩和矿体中溶解出大量盐类和成矿物质，形成地下水含矿热液。它也可由洋底海水下渗或由古封存水析出而形成。

岩相区别。这类矿床包括：

①地表风化物质在被搬运过程中，由于机械分异作用形成的机械沉积（砂）矿床，产金、铂、金刚石、锡石、锆石、铌、钽、铁等。

②蒸发作用形成的蒸发沉积矿床，主要产石盐、钾盐、石膏、芒硝、碱等。

③在湖海盆地中，通过胶凝沉积作用形成的层位稳定、规模大的胶体化学沉积矿床。如宣龙和宁乡式铁矿、锰矿和铝土矿皆属此类。

④有生物参与成矿作用，通过化学作用促进成矿物质聚集而成的生物化学沉积矿床，产煤、石油与磷块岩，某些镍钼铅锌铀铁铜矿床。

⑤火山喷发的成矿物质，因沉积作用形成的矿床称火山沉积矿床。主要有硫化物矿床及现代洋底锰结核矿床等。

沉积矿床所产矿种大多产量丰富，尤其是生物化学和胶体化学沉积矿床，多与碳酸盐岩共生，多具有利蓄水的构造，受岩溶水的威胁，致使矿床水文地质条件极为复杂，国内、外大水矿床多属此类。

（6）变质矿床：系伴随岩石变质过程，由有用元素富集而成的矿床，除产金、铀、铜、铅、锌等金属矿产外，还产滑石、菱镁矿、硼、磷、石墨、石棉等非金属矿产，多数为水文地质条件简单的裂隙充水矿床。

§2　开采矿床的某些知识简介

矿床水文地质工作是为开采矿床服务的。采矿方法的选择、矿井涌水量的大小及疏干措施的设置，均与矿区水文地质条件有关。采用不同的开采方式和开采方法，会使矿区水文地质条件受到不同的改造，不仅会导致矿井涌水量、采矿难易程度及成本等有很大的差别，还会出现不同的环境地质问题。因此，矿床水文地质人员，有必要掌握一些有关采矿的基础知识。

一、矿床的开采单位

对占有较大面积和具丰富储量的矿床，为了有计划地进行开发，通常按矿体赋存条件将矿床由大到小划分为若干个开采单位，划归相应的采矿企业（生产单位）进行开采。首先，将划归公司或矿务局开采的矿体称矿区。矿务局或公司下设一个或几个矿山，划归一个矿山企业开采的矿体称矿田。在一个矿山中，划归一个矿井（坑口）开采的矿体则称井田。矿井（坑口）是一个独立开采系统的生产单位，而井田则是基本的开采单位（图12—2）。

由于矿井（或坑口）是独立的生产单位，所以也将从全井田中流入井巷的水称为矿井（矿坑）涌水。

井田的范围，一般用沿矿体走向和倾向的一定长度划分。对煤矿床，大型矿井沿走向长6000m以上，最长不超过10000m；中型矿井长4000—6000m；小型矿井长2000—2500m。金属矿床，一般为1000—3000m左右。沿倾向的长度，由于井田的范围过大，所以开采时尚需按矿体（层）的倾角和技术条件，将矿体划分为更小的单元，有顺序的进行开采。对倾斜的矿体（层），多沿倾斜按一定标高分成若干个平行于走向的长条，称其为阶段（图12－3）。其上边界为阶段回风平巷，所在水平面称回风水平；下边界则为阶段运输平巷，其水

平面称运输水平。设有井底车场的运输水平，称主水平或开采水平。每个阶段上、下边界之间的垂直高度称阶段垂高：一般急倾斜矿层为100—120m；倾斜矿层为100—150m；缓倾斜矿层为100—130m。阶段上、下边界间的倾斜距离称阶段斜长：急倾斜矿层应能布置2—3个工作面，缓倾斜矿层以至少能布置3个工作面为宜。在水平矿层中，一般都先在井田中部开掘主要运输平巷，然后在其两侧将井田划分成若干个盘

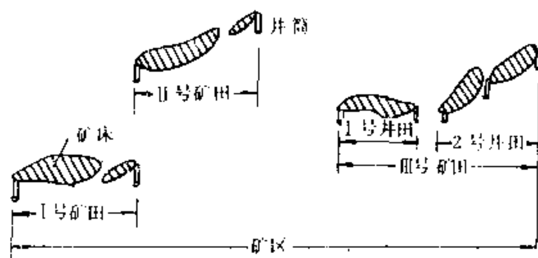


图12—2　矿区、矿田、井田划分示意图

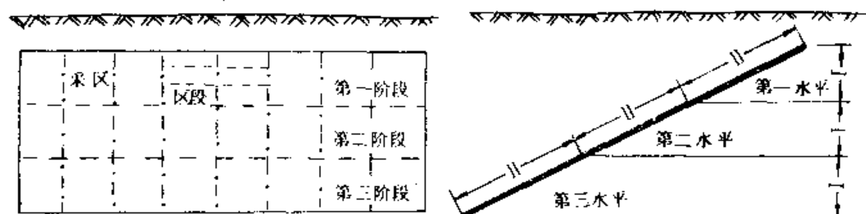


图12—3　阶段及分区布置方式示意图

Ⅰ—阶段垂高；Ⅱ—阶段斜长

区，再把盘区分成矿壁，依次进行开采。当阶段面积仍较大时，还应进一步划分成几个采区（长300—800m）。每个采区沿倾斜亦应布置几个开采工作面，称区段（图12—3）。如阶段较小，即可沿全阶段一次开采。阶段或区段的开采顺序，主要应依据水文地质条件来确定，将涌水量大的阶（区）段放在最后开采。在一般情况下，在保持上阶段或区段超前的条件下，应自上而下地进行开采。

二、开采矿床的方式

采用露天开采或地下开采二种方式，有的则采用上述两种方式联合开采。

1. 露天开采及露天矿场的构成

当矿床埋藏近地表、覆盖层较薄，或开采由浅延至深部矿床的浅部矿体时，宜用露天方式开采，即从地面以较大面积直接向深处掘露天沟道，形成工作面开采矿石的方式。我国北方许多大型煤矿床，某些金属、非金属矿床及建筑材料，都用露天方式开采。其特点是生产能力大、效率高、成本低、劳动环境好。

依据矿体的赋存条件，露天开采分为（A）山坡露天开采形态和（B）深凹露天开采形态（图12—4）。

露天采矿场的构成要素，如图12—5所示。图中，BC为原地表面线，网络部分为矿体；AD为工作帮，由正进行采掘工作的台阶组成，各台阶平面称工作平盘；KG为工作帮坡线，即工作帮最上和最下台阶的坡底连线；φ为工作帮坡角，即工作帮坡线与水平线夹角；BE和CF为最上非工作台阶坡顶线与最下非工作台阶坡底线的连线；β和δ为最终边坡线与水平线夹角；AK与EF为某一开采深度和开采结束时的采矿场底部平面，称底盘。

2. 地下开采及其井巷

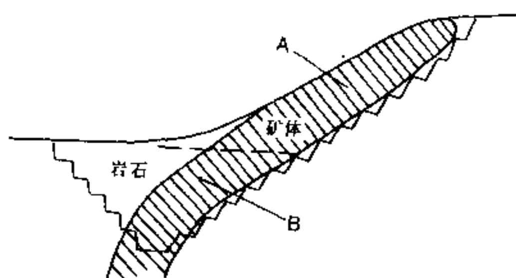


图 12—4 山坡露天开采（A）转为深凹露天开采（B）

应用地下开采方式开采埋藏在地下深处的矿床，就是利用适宜类型的地下巷道和不同的采矿方法从地下采出矿石。其巷道类型如图 12—6 所示。其中属于垂直巷道者，它的四壁称帮，下面称底。按图 12—6 中的编号，有：①竖（立）井：由地面掘进的大口径井筒，系主要垂直通道；④盲（暗）井：与地表不直接相通的竖井或斜井；⑤溜井：连接上、下水平，专用于放矿的井筒；⑪小井：与地面相通，作通风或临时提升用的小型竖井。属于水平巷道者，水平巷道的顶称顶板，底称底板，两侧亦称帮（倾斜巷道亦如是

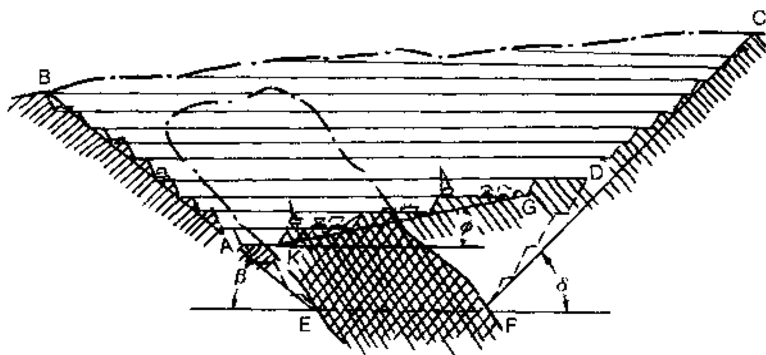


图 12-5 露天采矿场组成要素

称）。有：③平硐：由地面掘进的主要水平巷道；⑥石门：垂直矿体走向，开掘在岩层中的水平巷道；⑦矿门：垂直矿体走向，开掘在矿层中的水平巷道；⑬岩层平巷：沿走向开掘在岩层中的水平巷道；⑭矿层平巷：沿走向开掘在矿层中的水平巷道。属于倾斜巷道者有：②斜井：由地面掘进有一定倾角的大口径井筒，是主要倾斜通道；⑧溜道：在地下溜矿用的倾斜巷道；⑨上山道：在地下沿矿体倾斜向上开掘的巷道；⑩下山道：在地下沿矿体倾向向下开掘的巷道；⑫露天矿：为露天开采部分。

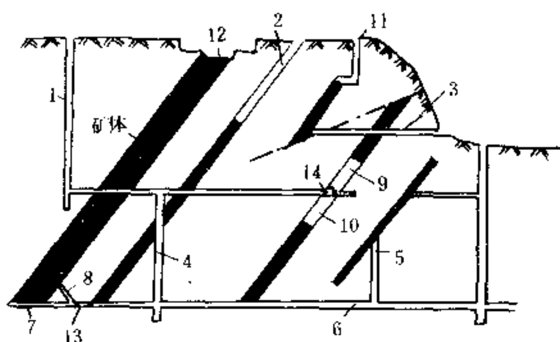


图 12-6 地下开采井巷示意图

根据采矿设计要求，开采时依据需要把上述各种巷道组合起来使用，称巷（坑）道系统。

三、开采矿床的步骤

一般依次采用开拓、采准和回采三个步骤。

（1）开拓。是采矿的第一步，据设计从地面到矿体开掘一系列的开拓巷道，建立运输、通风、排水和供水等工程系统。在开拓期，主要开掘竖（斜）井筒、平硐、盲井、石门、阶段平巷、主溜井及井底车场等（图12—7）。其中，用于提升或运输矿石的称主井或主平硐；用于提升人员、材料、废石或通风的称副井；多数矿区还开掘有专用风井。

（2）采准。就是在已开拓的阶段或盘区中，进一步切割成采区或矿壁，为回采作准备工作；同时，作为行人、运输和通风之用。

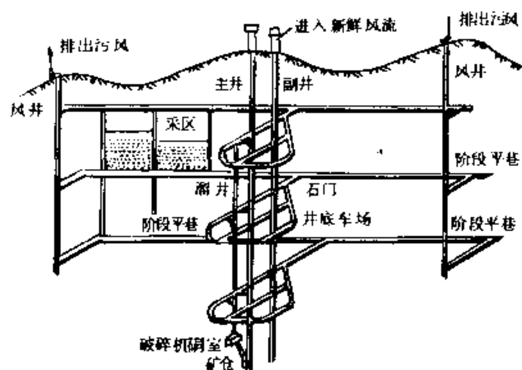


图12—7　开拓系统示意图[3]

（3）回采。是从完成采准的采区或矿壁中大量采出矿石的生产过程。包括落矿、运出矿石和管理地压等项作业。采矿工作面称回采面或掌子面，回采后的空间称采空区。

从开拓到回采，破坏了矿岩受力的自然平衡状态，在巷道及采空区周围岩体中产生了矿山压力。如处理不当，则矿山压力和地下水压力可造成巷道变形、冒顶、塌落、底鼓、突水和突泥砂，还可导致淹没井巷、摧毁矿山设备和造成人身伤亡的事故。因此，必须重视选择采矿的方法。

四、地下采矿方法简介

地下采矿方法是地下采矿时对采区的采准和回采所使用的开采方法。依据回采时对地压的处理方法，可将其分为三类。

（1）自然支撑采矿法。在矿体和围岩稳固的矿区采矿，利用未采的矿（岩）柱支撑采空区，把采区中大部分矿石回采出来；同时，未采的矿岩又不会自行垮落，此称自然支撑采矿法。具体做法是把采区划分为矿房和矿柱，先采矿房，后采矿柱。回采矿房时形成的采空区，利用永久或临时的矿柱支撑（图12—8）。为了开采下阶段的安全，仍必须对矿房回采后的采空区进行处理。

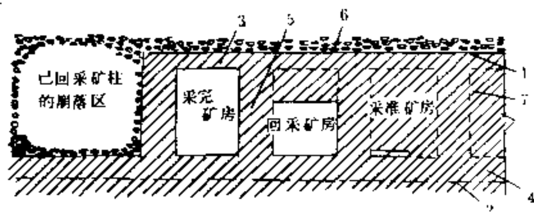


图12－8　自然支撑采矿法采区示意图

1—上阶段水平；2—本阶段水平；3—顶柱；4—底柱；5—间柱；6—上部崩落废石；7—矿房矿柱界线

（2）人工支撑采矿法。这是随回采工作面的推进，采用人工支撑的办法控制地压和保护地下采矿场地的采矿方法。使用比较多的是充填法。充填法的优点在于，顶板岩层下落移动量小，可在基本不改变上覆地层水文地质条件的情况下进行开采。它适用于：①接近或埋藏在地表水体或重要建筑物下面的矿体，或顶板上面分布有丰富地下水，不允许产生地表塌陷或能沟通水源的矿区；②露天与地下同时开采，需保护露天矿场不塌落的矿区；③开采稀有、贵重或高品位矿床或有自燃危险的矿区。当前采用的充填法，主要有水砂或尾砂充填采矿法和胶结充填采矿法两种。

（3）崩落采矿法。随回采发展，采用自行或强制地崩落上盘岩石，由其充满采空区，使岩体应力达到新的平衡，以控制地压和处理采空区，确保安全生产，此为崩落采矿法。此法广泛用于煤矿区和围岩不稳定的矿区。由于崩落体的渗透性远高于崩落前，且崩落又可达地面，形成塌陷和裂缝。因此，在可能沟通强含水层时或在城市、地表水或重要建筑物下面，不允许采用崩落法采矿。

五、矿床顶板类型

矿床顶板特征和类型，决定了矿床的开采方法、开采中及回采后巷道的管理方法。它对一个矿区的地下水活动和矿区环境的改变有决定作用。矿床顶板的类型，以煤矿床最为复杂。依据生产经验，顶板可分为：

（1）伪顶：它处于煤层之上，一般为厚度较薄的炭质页岩层，极容易破碎而剥落（图12—9）。

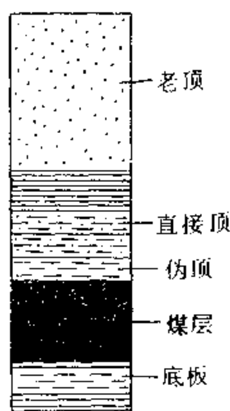


图12—9 煤矿床顶板类型示意图

（2）直接顶：处于伪顶之上，它多由粘土岩、页岩、砂质页岩或节理发育的砂岩组成，一般由较伪顶厚得多的一层或数层组成，通常不很坚硬，回采后短期内就会垮落。

（3）老顶：是指分布在直接顶上面的厚度较大的坚硬岩层。它多数为砂岩、砾岩和灰岩等。回采后，不随直接顶一起垮落，可以在较长时期内维持很大面积的悬空区。

有的矿床分布有伪顶、直接顶和老顶，也有的矿床缺少伪顶或直接顶或老顶。

六、采空区顶板岩体移动分带

处于地下深部的矿床，在上覆岩层的重力和矿体本身的对抗力作用下，呈自然平衡状态。从开拓井巷开始，该处的自然平衡就被破坏了，产生了矿山压力。它是破坏井巷的主要作用力。如不对巷道及采空区进行管理，就会引起顶部岩体的崩落和移动。随着回采的发展，采空区愈大，产生的矿山压力愈强，破坏作用也愈大。由于崩落的岩体体积增大，当崩落体充满采空区时，崩落和移动则会停止。由此产生的裂隙和岩层移动常达地表。岩层崩落和移动遵循一定的规律，在剖面上可分为以下三带（图12—10）。

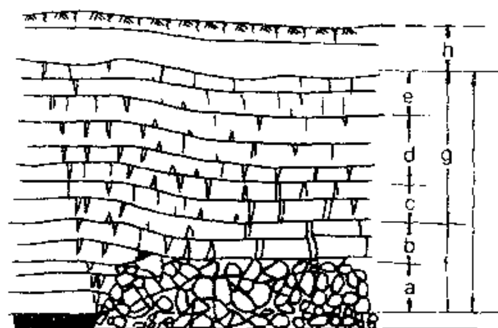


图12—10 顶板破坏分带示意图

（据北京煤炭科学院）

a—不规则冒落；b—规则冒落；c—严重断裂；d—一般开裂；e—微小开裂；f—冒落带；g—裂隙带；h—整体移动带；i—破裂带

第Ⅰ带为冒落带：形成在巷道顶板之上，高度为h_1（图中f）。此带岩石极为破碎，块间空隙大而多。它又可分为不规则冒落段（a）和规则冒落段（b）。此带内渗透系数可比冒落前增大20倍以上。当它达到上覆含水层或地表水体时，会引起矿井突水。我国主要煤田的h_1多为采厚的2—8倍；原苏联为1—3倍。

第Ⅱ带为裂隙带：在冒落带之上，高为

$h_{Ⅱ}$（图中 g），一般认为是 $h_{Ⅰ}$ 的 2～3 倍。如此带达上覆水源，则会增大矿井涌水量，甚至引起突水。据裂隙情况又分为：①严重断裂段（c），段内岩层大部分断开，裂隙间连通性好，透水性强；②一般开裂段（d），岩层开裂少，所生裂隙连通，可透水；③微小开裂段（e），有小裂隙，但连通性不好，透水微弱。

第Ⅲ带为整体移动带：在 $h_{Ⅱ}$ 之上，高为 $h_{Ⅲ}$（图中 h），带内岩层一般不产生裂隙或仅产生少量连通微弱的细小裂隙，整体弯曲下落，通常起隔水作用。但在地表塌陷边缘，常产生张裂隙，深 10m 左右。如在 $h_{Ⅰ}+h_{Ⅱ}+10m$ 的高度上达强水源，也会增大涌水量或造成突水。各带的高度，因岩性与其组合不同而各异，可通过观测与计算取得。

第十三章　矿床充水条件与矿床水文地质类型

§1　矿床充水条件分析

自然状态下矿床和围岩中赋存的水，称矿床充水；采矿时流入井巷的水称矿井（坑）涌水；超过矿井正常排水能力的瞬时大量涌水，称矿井突水。上述充水、涌水和突水的水量大小分别称为充水强度、涌水强度和突水强度，以 m^3/d、m^3/h 或 m^3/min 表示。

矿山井巷之所以有水涌入，是各种水源通过各种通道进入井巷造成的，其涌入水量的大小主要受矿床赋存与开采的具体条件控制。因此，充水水源与通道是形成矿井涌水的必备条件，加上影响涌水强度诸因素，三者综合作用称矿床充水条件。正确地掌握矿床充水条件，是认识矿床水文地质规律的第一步，是进行矿床水文地质工作的基础。

一、矿床充水水源

能进入矿床或井巷的水是充水（或涌水）水源，它们有大气降水、地表水、地下水和老空水[1] 等。

1. 以大气降水为主要充水水源的矿床

这里主要指直接受大气降水渗入补给的矿床，多属产于包气带中、埋藏较浅、充水层裸露、位于分水岭地段的矿床或露天矿区。其充（涌）水特征与降水、地形、岩性和构造等条件有关。

（1）矿井涌水动态与当地降水动态相一致，具明显的季节性和多年周期性的变化规律。一年中的涌水最大值在融雪期和雨季，最小值在旱季。分析此类矿井多年涌水动态曲线，可看出矿井最大涌水量出现在丰水年，干旱年为最小，突水事故则多发生在丰水年的丰水期。在我国的东部和南方地区，此类矿床涌水量比北方和西部地区的为大。

（2）多数矿床随采深增加矿井涌水量逐渐减少，其涌水高峰值出现迟后的时间加长。四川芙蓉煤矿，大气降水为主要充水水源。中平硐（+515.75m）约在降水当天就达涌水高峰，矿井涌水动态变化比为1∶19；下平硐（+441m），降水35d后才达涌水高峰，动态变化比为1∶3.6。

（3）矿井涌水量的大小还与降水性质、强度、连续时间及入渗条件有密切关系。通常，长时间连续降中雨对入渗有利。汇水条件好、充水层裸露、地表渗透性大的矿区矿井涌水量大，反之则小。

在进行矿床水文地质调查时，要对矿井涌水与降水的动态、降水特征和入渗条件等作全面研究，寻找其规律性，以指导采矿工作。

---

[1] 老空水，指老采空区内的积水。

2. 以地表水为主要充水水源的矿床

这类矿床赋存在山区河谷和平原区河流、湖泊及海洋等地表水附近或其下面。根据地表水进入井巷的方式和强弱，可分为四种情况：一是地表水不补给者：矿体顶部有较厚的可靠隔水层，矿体与地表水之间无水力联系；二是地表水微弱补给者：矿体顶部有弱隔水层，少量地表水可通过它补给井巷；三是地表水渗入或补给者：疏干漏斗以地表水为界，地表水通过渗透通道，能较多地进入井下；四是地表水灌入式补给者：疏干漏斗以地表水为界，地表水通过强导水通道溃入井巷，造成灾害性突水。地表水充水矿床的涌水规律有以下几点：

（1）矿井涌水动态随地表水的丰枯作季节性变化，且其涌水强度与地表水的类型、性质和规模有关。受季节流量变化大的河流补给的矿床，其涌水强度亦呈季节性周期变化。有常年性大水体补给时，可造成定水头补给稳定的大量涌水，并难于疏干。有汇水面积大的地表水补给时，涌水量大且衰减过程长。

（2）矿井涌水强度还与井巷到地表水体间的距离、岩性与构造条件有关。一般情况下，其间距愈小，则涌水强度愈大。其间岩层的渗透性愈强，涌水强度愈大。当其间分布有厚度大而完整的隔水层时，则涌水甚微，甚或无影响。其间地层受构造破坏愈严重，井巷涌水强度亦愈大。

（3）采矿方法的影响。依据矿床水文地质条件选用正确的采矿方法，开采近地表水体的矿床，其涌水强度虽会增加，但不会过于影响生产；如选用的方法不当，可造成崩落裂隙与地表水体相通或形成塌陷，发生突水和泥沙冲溃。1977 年 6 月 9 日大暴雨，泗顶河水沿河床塌陷溃入，泗顶矿 280 截水坑道排水量达 1442.4m^3/min❶，淹井。

据统计，1971 年全世界海底采矿场矿石产量达 3580×10^4t，以日本和英国最多。日本宇部煤田，距海岸 7km，水深 15m。从陆上建井，掘进长达 1.2×10^4m 的巷道达矿体，进行开采。二战后，该矿曾发生过 80 次突水事故，其中，岩层冒落引起的有 13 次；但大部分都防止了海水入侵或控制了水害扩大❷。我国华铜矿为临海井下开采矿区。据 1978 年资料，该矿局部伸入海岸 200m，开采最深水平达海平面以下 693m，正常涌水量达 300—400m^3/h。当矿井总涌水量为 17436.73m^3/d 时，海水渗入量只有 1708.8m^3/d，占总涌水量的 9.8%[16]，属地表水微弱补给矿床，一直在正常生产。因此，只要掌握了地表水充水的特征，采取正确的采矿方法和防治水措施，多数受地表水威胁的矿床，都是可以安全开采的。

3. 以地下水为主要充水水源的矿床

能造成井巷涌水的含水层称矿床充水层。有些含水层，虽接近矿井，但在天然和开采时其中水皆不能进入井巷，则不属于矿床充水层。可是当采矿破坏了它的隔水条件时，亦可转化为充水层。当地下水成为主要涌水水源时，有如下规律。

（1）矿井涌水强度与充水层的空隙性及其富水程度有关。一般，裂隙水的充水强度小，孔隙水中等，岩溶水最大；井巷位于富水地段者涌水量大，处于弱含水地段者小；矿体和围岩含饱水流砂时，可造成流砂冲溃。

（2）矿井涌水强度与充水层厚度和分布面积有关。充水层巨厚、分布面积大者，矿井

---

❶ 蒋健民：泗顶铅锌矿区岩溶充水矿床疏干动态预测，《中国岩溶》，1984 年第一期。

❷ 据张健元、李玉山：《国外矿山防治水技术与实践》，1983.8。

涌水量亦大；反之则小。

(3) 矿井涌水强度及其变化，还与充水层水量组成有关。当涌入水以储存量为主时，揭露初期涌水量大、易突水，后逐渐减少，多易疏干；当涌水以补给量为主时，则涌水量由小到大，后趋于相对稳定，多不易疏干。

4. 以老空水为主要充水水源的矿床

在我国许多老矿区的浅部，老采空区（包括被淹没井巷）星罗棋布，且其中充满大量积水。它们大多积水范围不明，连通复杂，水量大，酸性强，水压高。如现生产井巷接近或崩落带达到它们，便会造成突水。淄博煤田，1965 年查清有老空 2200 多个。其中，黑山井田的面积仅 $11km^2$，就有老空 360 多个，积水量达 $580\times10^4m^3$ 以上[6]。老空水的分布深度，大多在 100m 上下，个别点可达 200m，被淹井巷则更深。老空年代愈老，则其存水的酸度愈强，对矿山设备危害愈大。老空水突水时，水量大，来势猛，破坏性大；但突水量会急剧减少。山西晋城煤矿，1985 年 10 月 25 日，巷道炸通一个积水老煤窑，瞬间有几万立方米的水倾泻到生产巷道之中❶。

上面分别介绍了矿床充水的水源。须指出，某个矿井突（涌）水，多系以某种水源为主，多种水源综合补给而成。调查中，不仅要找出主要水源，还要分析采前（自然）水源和采后（人为）水源，以便于提出准确的防治水措施。

二、矿井涌水通道

矿体及其周围虽有水存在，但只有通过某种通道，它们才能进入井巷形成涌水或突水，这是普遍规律。涌水通道可分为两类：

（一）地层的空隙、断裂带等属于自然形成的通道

当开挖井巷直接揭露充水层或与充水层有水力联系的某种通道时，地下水源则会源源不断地涌入井巷。这可说明两个情况，一为此充水层起蓄水体作用；二为充水介质起输水通道作用。因此，我们认为，地层的裂隙和岩溶空间；甚至孔隙，在某些条件下都可成为矿井涌水通道。

1. 地层的裂隙与断裂带

坚硬岩层中的矿床，其中的节理型裂隙较发育部位，彼此连通时可构成裂隙涌水通道。裂隙含水层，因裂隙发育不均一而含水不均匀，多为弱含水层，其透水性弱，矿井涌水量较小。在国内外采矿史上，由中小型断裂带形成的导水通道，造成突水者最为多见。前面提到的日本宇部煤矿，在 80 次突水中，由断层引起的就有 61 次，占 76.25%。我国也不乏其例。依据勘探及开采资料，我们把断裂带分为两类，即隔水断裂带和透水断裂带，其特征见表 13—1。

第Ⅰ类为隔水断裂带：自然状态下断裂本身不含水，又隔断了断层两侧含水层间水平水力联系。它多分布在较软的粘塑性岩层中，或因断层构造岩或充填物被压密或胶结所致。井巷通过时多处于燥状态，对分区疏干和防治水有利。在垂直方向上：可为阻水的；也可为导水的，即可在其一侧或两侧破碎带中发生上下含水层间的水力联系，成为涌水通道。矿床开采后，这类断裂有可能转变成水平透水或垂直导水的断裂带。

---

❶ 本例与下述范各庄矿突水及竹山塘矿吐雨等，皆据余谓：为矿产资源开发服务的矿区水文地质工程地质工作（第二稿），1986.9。

表13-1　两类断裂带的特征

自然状态下的特征		开采后的特征
水平方向	垂直方向	
Ⅰ．隔水断裂带	1．阻水断裂	(1) 仍隔、阻水的 (2) 透水或导水的
	2．导水断裂	(1) 仍隔、导水的 (3) 透水、导水的
Ⅱ．透水断裂带	1．产生水力联系的	(1) 与其它水源无联系 (2) 与其它水源有联系
	2．无水力联系的	

第Ⅱ类为透水断裂带：开采前断裂面间及两侧破碎带汇水并充满水，既可产生水平的又可产生垂直的水力联系。这类通道如与其他水源相连通，则可造成稳定的涌（突）水；与其它水源无联系者，则为孤立的含水带；涌水时，虽水压高，但涌水量一般不大，易于疏干。在一般情况下，一个较大规模的断裂带，皆系透水与隔水、阻水与导水段相间出现，水文地质条件复杂得多，故调查时应深入地分段研究。

2．岩溶通道

岩溶空间极不均一，可以从细小的溶孔直到巨大的溶洞。它们可彼此连通，成为沟通各种水源的通道，也可形成孤立的充水管道。我国许多金属与非金属矿区，都深受其害。欲认识这种通道，关键在于能否确切地掌握矿区的岩溶发育规律和岩溶水的特征。

大、中、小型岩溶通道：由小型岩溶及溶隙形成的涌水通道，虽可增加矿井涌水量，但尚较小；由大、中型岩溶（溶洞及管道）及溶蚀断裂带形成的涌水通道，矿井涌水量将大增，更易造成突水灾害。

导水陷落柱通道：它是形成于碳酸盐岩地层中的垂直柱状坍落体，高度可达几百米。太原西山矿的五个井田，揭露出1020个陷落柱。多数陷落柱不导水；一些陷落柱，或因坍落物疏松，或因充填物受到破坏，则会成为含水、导水体。有的可沟通矿床顶底板含水层，成为矿井涌水通道。其突水时，水量大，来势猛，易成灾害；但与其他水源无联系时，则很快干涸。1984年6月2日，开滦煤矿范各庄矿，在井深400m、标高-310m的2171工作面上遇一高约280m、直径约60m的巨大陷落柱，导致下部高压奥陶系岩溶水的特大突水。突水量为$916m^3/min$，最大达$2053m^3/min$，21h后淹井，很快淹没了相邻的吕家坨矿，影响范围超过20km，产生地面塌陷17处，为国内外采矿史上所罕见。

通常认为，陷落柱是由奥陶系灰岩溶洞坍陷所形成的。近期研究认为：陷落柱是石膏岩溶的产物[1]，即认为：在地下深处灰岩中赋存的硬石膏，水化成石膏，体积膨胀，向上挤入石炭二叠纪地层；石膏被水溶解后，周围岩石坍落、充填，形成陷落柱。据对湖南北型煤矿区陷落柱的研究[2]认为，古剥蚀面、断层切割、岩溶发育、地下水位变动和地壳升降

[1] 钱学溥：石膏喀斯特陷落柱的形成及其水文地质意义，《中国岩溶》，198[illegible]年，第一期。
[2] 宗坚：湖南北型煤矿区的岩溶陷落柱，《中国岩溶》，1988年，第一期。

都可促使陷落柱发展，而在各向水力联系属中等，且富水性较弱的环境中易形成陷落柱。预防突水，主要采用注浆加固、堵水、留保安矿柱及切断导水路径等措施。

岩溶塌陷及“天窗”通道：在有一定厚度松散层覆盖的岩溶矿区，因疏干、突水或涌沙可产生地表塌陷。这些塌陷可成为岩溶水、孔隙水和地表水涌入井巷的通道。其涌水特征是，下部岩溶越发育、塌陷越严重、通道越通畅，涌水与涌沙量越多。当岩溶含水层的隔水顶板有透水天窗时，不仅该部位易产生地表塌陷，天窗本身即可成为沟通上部水源涌入井巷的通道。

3. 孔隙通道

孔隙通道，主要是指松散层粒间的孔隙输水。它可在开采砂矿床和开采上覆松散层的深部基岩矿床时遇到。前者多为均匀涌水，仅在大颗粒地段和有丰富水源的矿区才可导致突水；后者多在建井时期造成危害。此类通道可输送本含水层水入井巷，也可成为沟通地表水的通道。

（二）人为涌水通道，是由于不合理勘探或开采造成的，理应杜绝产生此类通道

1. 顶板冒落裂隙通道

采用崩落法采矿造成的透水裂隙，如抵达上覆水源时，则可导致该水源涌入井巷，造成突水。如接近矿床顶板含水，则要进行顶板管理，不允许崩落后裂隙抵达强含水层，且应先开采弱含水地段；间接顶板含水的矿床，则应充分利用隔水顶板的抗水性能，减少矿井涌水量。上覆地表水或老空水和接受降水补给的矿床，要控制其裂隙不抵达地表水或老空水和风化带。

2. 底板突破通道

当巷道底板下有间接充水层时，便会在地下水压力和矿山压力作用下，破坏底板隔水层，形成人工裂隙通道，导致下部高压地下水涌入井巷造成突水。焦作演马庄煤矿[16]，自1958年建井到1979年，大于$1m^3/min$的突水有28次。其中，底板突水26次，直接充水层为上石炭统薄层灰岩，间接补给水源则为奥陶系岩溶水。

在其他条件相同时，底板承受压力愈高（随采深增加，底板承受的压力会愈来愈高）或底板隔水层愈薄，受到的破坏愈严重，突水的机会也愈多；突水通道将愈通畅，突水量将愈大。峰峰一矿1532工作面采野青煤，因断层使底板与隔水层垂距仅0.7m厚，留煤柱26m，难抵2.26×10^6Pa的水头压力，于1960年6月4日发生奥陶系岩溶水突水，最大（计算）水量达$150m^3/min$。

3. 钻孔通道

在各种勘探钻孔施工时均可沟通矿床上、下各含水层或地表水。如勘探结束后封闭不良或未封闭，开采中揭露它们就会造成突水事故。钻孔出水以其接近旧钻孔、地层无破坏、虽有大小压而无大水量等特征，易与其他突水相区别。当它与其他水源沟通时，亦可造成来水猛、压力大的突水事故。峰峰王凤矿大煤二大巷因遇旧钻孔，突水量达$3600m^3/h$；平顶山煤矿在1967、1974和1975年都在开采中遇旧钻孔突水，水量分别为160、420和$140m^3/h$[16]。据记载，在鸡西矿小恒山竖井建井中，因开挖主井涌水量过大，采用在主井中打钻孔向斜井泄水的预先疏干方法。主井钻孔先打到斜井深度，当斜井打至竖井下方遇该孔时，孔已堵塞。在扫孔时，突然通开，使钻具下掉，保孔管和钻杆扎入底板砂质页岩中1.5m深，1m宽的巷道中积存了86m钻杆，且弯卷如绳索。77mm内径、5m长的保孔

（套）管及 40mm 的钻杆竟并排两根插入底板，从中穿过，压力之大是意想不到的。据断定，此种压力主要是由泄水的水压冲力猛震造成的[1]。实例说明，钻孔用后应按要求封闭；开采中靠近可疑钻孔时，应进行探放水，以免突水。

此外，据报道，在玄武岩中发现有同生或次生洞穴，在某些煤矿发现有煤层燃烧空洞，它们皆充满水，既是矿井涌水水源，又可成为沟通其他水源的通道。前者如张北煤田[2] 的中新统玄武岩，斜井通过它时发现有四层次生洞穴，井筒揭露时涌水 884m³/h，井筒施工 3 年造成 32 次淹井事故；后者可在大同[3]、新疆等地煤矿中见到。

上面分别介绍了充（涌）水通道。实际上，多数矿井涌、突水时都不是单一通道，而是在某矿段内以某种通道为主，在另个矿段则他种通道起主要作用。这就要求对具体矿山作具体分析，区别对待。

三、矿床充水强度

在开采前的调查阶段，衡量矿床充水的强弱，多间接用矿区内泉及井孔出水量数值来推测，很不准确；较精确的是用该矿开采时矿井涌水量值来衡量或比拟已开采相似矿井的涌水量来确定其充水强度。分析开采资料，可知矿井涌水量的大小，除直接与充水水源和通道的性质与特征有关外，还有下述主要影响因素。

1. 矿床的边界条件

矿床与充水层的边界条件，对未来矿井涌水量大小起主要的控制作用，要求在调查阶段予以查明。

（1）矿床的侧向边界：当矿床和直接充水含水系统之间有强透水边界时，则开采时外系统地下水或地表水会迅速而大量地流入矿井。供水充足的边界越长，则涌水量越多、越稳定。如矿体或直接充水层被隔水边界所封闭，则矿井涌水量较小或由大变小，甚至干涸。如因开采导致原非充水层或新水源进入矿井时，则将形成新的充水系统，矿井涌水量将增大，原边界将转变成新的边界条件。

邯邢杨二庄铁矿（图 13－1），首次勘探时，岩溶地下水系统的边界条件未予查明，抽水试验仅降低水位 1.695m，单位涌水量为 125.5m³/（h·m），渗透系数为 100m/d。按无限边界预计，－100m 水平涌水量为 16×10^4m³/d，认为是开放型的大水矿区，报告未获批准。第二次勘探，加强了边界研究，查明矿区东为鼓山隔水断层，西为隔水岩体，南为基本隔水的南铭河断层。北面虽受到地下水的补给，但充水层深埋且被岩体频繁穿插，为弱透水边界。矿区形成了一个半封闭槽型地下水系统。作了历时 13d 三次降深的大型抽水试验，水位降低 6.8—8.5m，总抽水量达 38.2×10^4m³。停抽 9d 后，地下水位尚差 5.1—5.3m 未恢复。揭示该区是一个充水层导水性强，以消耗储存量为主，但补给不足的矿区。预测－100m 水平涌水量为 5×10^4m³/d，为第一次预测的 31%。矿区北部午汲水源地数十年的供水实践，也证实了这点。

（2）矿床顶、底部边界：矿床及其顶、底部的隔、透水条件，对矿井涌水强度亦起控

[1] 煤炭工业部基本建设总局技术处编：《矿井建设特殊施工经验》，煤炭工业出版社，1956.8。说明：原文 40mm 似为 42mm 之误。

[2] 据谭绩文资料。

[3] 据 1955 年《旅行家》第四期报道，在大同矿区的七峰山、白土窖、马脊梁和胡家湾等煤田，有 100 多个地方，地下火日日夜夜在燃烧国家的（煤炭）资源。

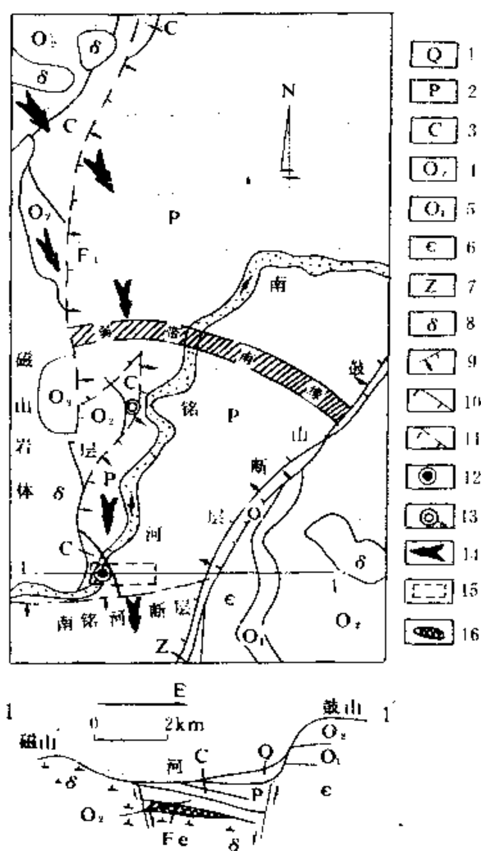


图13—1　杨二庄矿区水文地质略图

1—第四系；2—二叠系；3—石炭系；4—中奥陶统；5—下奥陶统；6—寒武系；7—震旦系；8—燕山期闪长岩；9—隔水正断层；10—基本隔水正断层；11—透水正断层；12—专门抽水试验孔组；13—供水孔组；14—地下水天然流向；15—矿床范围；16—矿体

制作用。因此，如能保持它们的隔水性能或减弱其渗透强度，即可达到保持或减弱矿井涌水量的目的。顶底剖面边界有四种情况：①直接顶底板均是可靠隔水层，基本无外部水补给；②底板隔水，矿体与直接充水层只能获得较强或弱的大气降水或地表水补给；③顶板隔水，仅通过弱透水底板产生越流或直接获得强补给；④顶板及底板皆由强或弱透水层构成。如隔水层的岩性致密，则隔水能力强，如其厚度大而稳定且完整性好，矿井的涌水量及其变幅皆较小；在其变薄、缺失或破碎等抗张强度降低的地段上，涌水量则会增加。据统计，在淄博各矿井的144次底板突水事故中，有113次发生在底板破坏、抗张强度降低的断层附近，占总数的78.47%[❶]。

2. 地质构造条件

地质构造的类型、规模和分布，对矿井总涌水量的形成起制约作用。如矿床位于褶皱或断裂构造中，则其对矿床与充水层的空间分布、地下水的补径排条件会有较大的影响，充水强度也必然受影响。处在同一类型构造中的矿床，随构造规模及矿井所处构造部位的不同，矿井涌水量大小亦各异。

3. 充水岩层接受补给的条件

综合示意图13—2，可代表华北石炭二叠系煤田上部的充水条件、充水层暴露程度及与水源的接触情况。他们对矿井涌水强度的影响很大。

A条件下的矿井：处在缺乏补给的山前地带，其直接顶板为较强的充水层，但其上覆层为粘土层，在a处得到的补给少。涌水量一般在50—200m^3/h，开采初期水量较大，但衰减快，易疏干。

B条件下的矿井：分布在平原区，基岩充水层与上覆砂砾石层直接接触，并在b处得到补给。矿井涌水量常稳定在500—1000m^3/h，较不易疏干。

C条件下的矿井：为湖水下采矿，矿床与充水层直接出露在湖底，c处常年受地表水威胁，易造成量大而稳定的突水，极易淹井且难于恢复。开采中既要留足安全矿柱，又要严格加强顶板管理，避免导致湖水突入井巷。

D条件下的矿井：充水层直接出露地表，仅接受大气降水渗入补给（在d处得到补给）。矿井涌水量一般较小，动态随季节变化，易于疏干。

❶　淄博矿务局地质处：《淄博矿区十层煤底板突水水文地质条件和防治方法的分析报告》，1984.3。

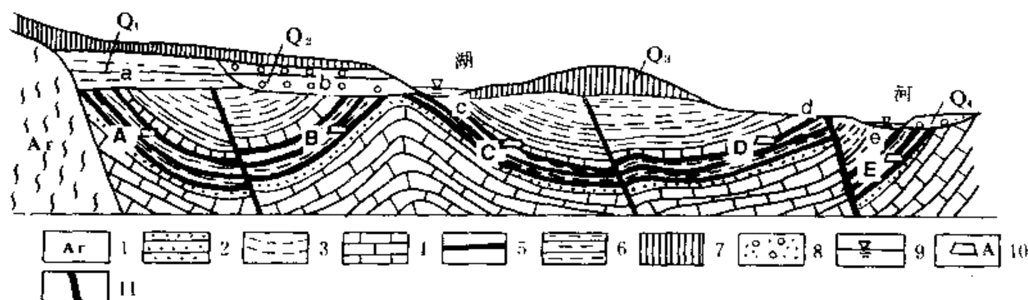


图 13-2　充水岩层补给条件示意图

1—片麻岩；2—砂岩；3—砂页岩；4—灰岩；5—煤层；6—粘土层；7—黄土；8—砂砾石层；
9—地表水位；10—巷道；11—隔、阻水断裂带

E 条件下的矿井：分布在季节性河流的下面，河水流量呈季节性变化，矿井水在 e 处接受河水补给，亦呈季节性变化。涌水量在中、小之间变化，少数矿区在丰水季可造成突水。此类矿床应从远河处向近河处开采，且留足矿柱，而河下应在旱季开采。

从上述分析可知，充水层及矿体的出露程度愈高，盖层透水性愈强，与补给水体接触面积愈多，矿井涌水强度愈大。

4. 地震的影响

仅据唐山矿区的地震资料，可得出两条规律：

（1）矿区地下水位与矿井涌水量，震前下降，震时突升，震后逐渐恢复。在 1976 年 7 月 28 日震前的数日，矿区地下水位普遍下降 0.5 ~1m，矿井涌水量由 27.62m³/min 减少到 23.6m³/min；地震发生时，地下水位瞬时上升 1 ~2m，个别点达 3m，涌水量亦瞬时增加 3.4 倍。此系震前地层受张力、震时受挤压所致。到震后该年底，水位基本恢复正常（28m³/min）。

（2）地震时，矿井涌水量变化幅度与地震强度成正比，与震源距离成反比。唐山矿从 1936—1942 年，矿井涌水量稳定在 26m³/min 上下。在 1945 年 9 月 23 日滦县地震、1969 年 6 月 18 日渤海湾地震、1976 年 7 月 28 日丰南地震时，矿井涌水量都明显增大。丰南地震震级最大，震源最近，涌水量变化也最大；海城地震震级虽大，但震源远，故矿井涌水量无明显变化（图 13—3）。

§2　矿床水文地质类型的研究

开采矿产必须与地下水作斗争。这就迫使专业人员研究矿井的涌水规律和疏干、防治水措施。他们逐渐认识到不同水文地质类型的矿床，有不同的水文地质特征。具同一水文地质特征的矿床，基本上属于相同的水文地质类型，具有大体上相似的充水条件、涌水规律和防治措施，甚至具有相似的调查研究方法。这就启发人们去研究矿床水文地质分类和各类型矿床的水文地质特征。

一、矿床水文地质类型划分概述

由于分类的适用性很强，故受到许多学者的重视，成为矿床水文地质学中的重要理论

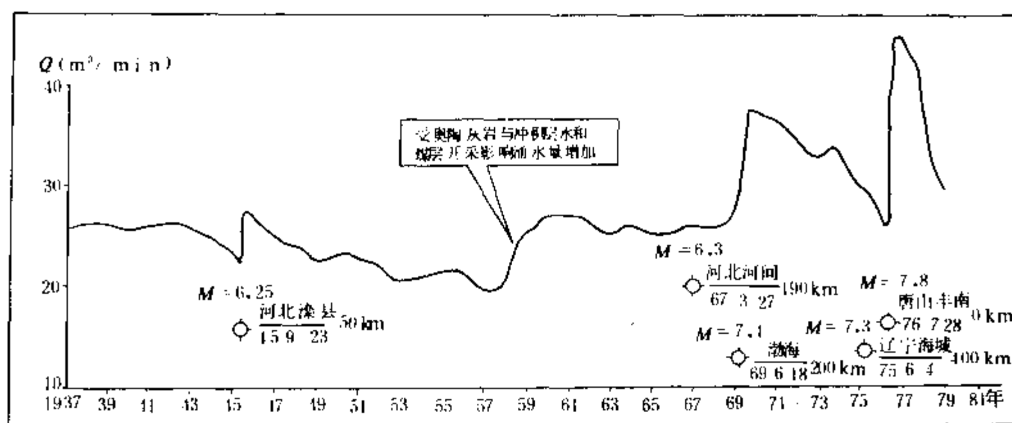


图 13-3　唐山矿历次大地震时矿井涌水量变化曲线图

之一。划分类型的目的有二：①生产上可依据同类型矿床具有相似性的原理，预估新勘探或新开采矿床的水文地质特征，以指导矿床水文地质调查、矿床评价和开采工作；②从理论上探讨各类型矿床的水文地质规律，为采矿中利用和改造矿床水文地质条件提供科学依据、以推动矿床水文地质学科的发展。

50 多年来，国内外许多学者对此作了研究，取得大量成果，学科正在发展之中。但基于矿床水文地质条件的复杂多变和分类者认识上的局限性，以及观点方法上的差别，现有许多分类方案尚存在各种问题，值得继续研究。矿床水文地质分类研究，是从原苏联开展起来的。

1940 年，Д·П·谢戈列夫首次提出：按矿床所处地质断面的岩石特征，将矿床分为三个组：

Ⅰ组：在地质断面中赋存在坚硬裂隙岩层中的矿床；

Ⅱ组：在地质断面中赋存在松散砂质和粘土质岩层中的矿床；

Ⅲ组：在地质断面中赋存在喀斯特和易溶岩层中的矿床。

该分类还考虑了矿床的自然地理、古地理、含水系数和涌水量等因素。此后，原苏联的许多学者，依自己的实践和见解，提出了多个矿床水文地质类型划分方案，推动了分类理论的发展。其中，1951 年 С·П·普罗霍洛夫的分类，在划分非胶结岩层、坚硬半坚硬岩层、碳酸质喀斯特岩层和终年冻结地带四个矿床组的基础上，又依据水文地质条件的复杂程度分为简单的、复杂的、极复杂的三个类型。他把分类向更紧密地结合水文地质条件的方向引深一步。他在 1955 年又提出新的分类、首先按矿床水文地质及工程地质条件复杂的程度、分为简单的、复杂的和极复杂的三种；其次按开采方式分为地下方式和露天方式开采的矿床；再次分为永冻带以外和以内两类矿床；最后分为三个型：非胶结、坚硬半坚硬和喀斯特型矿床。这就又把矿床的工程地质条件和开采方式引入了分类，使之除服务于矿床勘探外，又服务于开采。1957 年，Н·И·普罗特尼科夫主要依据金属矿床分布区地下水的形成条件，按五种因素把金属矿床作了五个层次的划分；1960 年，М·В·塞罗瓦特科对煤矿床按水文地质-工程地质条件作了类型划分。他两人主要是把分类从全矿种发展到单矿种。

我国在解放后才开展矿床水文地质调查和科研工作，并首先开展了矿床水文地质类型划分的研究。早期，辛奎德和沈尔炎结合国内矿床实际，分别提出了按含水介质的划分方案。50 年代，具代表性的是 1959 年水文工程地质研究所和水文工程地质局提出的分类方案。其分类原则依次为气候－侵蚀基准面—地质岩性，并分成“组、亚组和类”。方案见表 13－2；然后按水文工程地质条件的复杂程度和开采方法，作了矿床的开采条件分类[7]。

表 13—2　中国固体矿床水文地质分类初步方案

组	亚　组	类
Ⅰ．干旱地区范围内	1．侵蚀基准面以上	A．充水岩层以坚硬裂隙岩层为主的矿床
Ⅱ．非干旱地区范围内	2．侵蚀基准面以下，远离地表水体，但为静储量小的构造	Б．充水岩层以疏松及半胶结的岩层为主的矿床
	3．侵蚀基准面以下，远离地表水体，但为静储量大的构造	В．充水岩层以喀斯特化岩层为主的矿床
	4．侵蚀基准面以下、近地表水体	Г．充水岩层以坚硬裂隙或喀斯特岩层为主，并为厚的疏松含水岩层复盖的矿床
		Д．产于多年冻土层的矿床

1981 年，我们提出的固体矿床分类方案，首先按矿床充水介质分为岩溶水、裂隙水和孔隙水充水三类；次按矿层（体）与充水层间的渗透条件，即按矿层直接顶底板是含水的或是隔水的来划分型；再次按水文工程地质条件的复杂程度分为简单、中等、复杂、极复杂四种（具体分类方案见〔5〕）。1980 年，还对单一岩溶充水矿床作了水文地质类型划分，首先依据蓄水构造分为两类，每类分为三个亚类，其次据顶底板和断裂的透水特征划分型，再次仍按其水文地质条件的复杂程度分为三种❶。分类中还对每个类型的矿床提出了勘探重点和开采时的主要防治水措施，用以指导矿床调查与开采。

目前使用的《矿区水文地质工程地质普查勘探规范》，是 1982 年地矿部颁发的。所载分类先依岩性分为孔隙水、裂隙水和岩溶水三类；对岩溶充水类型划分，吸收了下面介绍的地矿部研究组的方案。最后，亦按水文地质条件的复杂程度，划分为简单的（正常排水量小于 $5000m^3/d$）、中等的（$5000-2\times10^4m^3/d$）和复杂的（大于 $2\times10^4m^3/d$）矿床。

1983 年，地矿部岩溶充水矿床水文地质类型研究组提出的“中国岩溶充水矿床水文地质勘探类型”方案，是总结 70 年代全国岩溶矿山回访调研的成果，是为矿床勘探服务的、单一岩溶充水矿床的分类。它代表我国矿床水文地质类型划分研究的又一个发展阶段。方案如表 13—3 所示。按充水岩溶形态分为溶隙、溶洞和暗河管道充水三类，每类按矿层与顶底板含水层接触关系分为四个型，每个类型皆依影响水文地质条件复杂程度的各因素，划分为简单、中等、复杂三级。分类中还指明，如邻近有相似条件矿区，则可据其正常矿井涌水量，将新矿床划分为水文地质条件简单（$<1\times10^4m^3/d$）、中等（$1\times10^4—3\times10^4m^3/d$）、中等至复杂（$3\times10^4—4\times10^4m^3/d$）和复杂（$>4\times10^4m^3/d$）的。

❶ 方案见岩溶地质研究所，《岩溶科技》，1980 年，2 期。

表 13—3　中国岩溶充水矿床水文地质勘探类型

类	型	水文地质条件复杂程度分级		
		简单	中等	复杂
溶隙充水	1. 顶板直接接触	矿层(体)位于地下水位以上； 矿层(体)位于当地侵蚀基准面以上，充水岩层分布面积小至中等； 矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，充水岩层分布面积小	矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，充水岩层分布面积中等，无地表水体； 矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，近地表水体，但联系微弱，或距地表水体较远，充水岩层分布面积小至中等	矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，充水岩层分布面积大； 矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，近地表水体，断裂构造发育
溶洞充水	2. 底板直接接触 3. 顶板间接接触	矿层(体)位于地下水位以上； 矿层(体)位于当地侵蚀基准面以上，充水岩层分布面积小至中等，岩溶塌陷轻微； 矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，充水岩层分布面积小，断裂构造不发育，岩溶塌陷微弱	矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，充水岩层分布面积中等，岩溶塌陷轻微，无地表水体； 矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，近地表水体，但联系较弱；或距地表水体较远，充水岩层分布面积小至中等，岩溶塌陷较严重	矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，充水岩层分布面积大，岩溶塌陷较严重； 矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，近地表水体，断裂构造发育； 矿层(体)位于当地侵蚀基准面以下，岩溶塌陷严重
暗河管道充水	4. 底板间接接触	矿层(体)位于地下水位以上	矿层(体)位于当地侵蚀基准面以上，无地表水体，断裂构造不发育，暗河管道系统汇水面积小	矿层(体)位于当地侵蚀基准面以上或以下，但暗河管道系统汇水面积大，断裂构造发育； 暗河管道系统受常年性的地表水体补给

还有许多分类，不再赘述。总结国内外分类，可看出类型划分的发展方向：一是向为勘探和开采综合服务的方向发展；二是由全固体矿床向单矿种矿床发展；三是由全含水介质向单一含水介质矿床发展；四是分类中引入了定量指标和考虑了工程地质条件。未来的分类还应增强其预测性和考虑到矿区的环境地质问题。

二、主要矿床水文地质类型的基本特征

下面仅就岩溶水、裂隙水和孔隙水充水矿床以岩溶充水矿床为重点，介绍它们的充水特征和调查重点，用以预测新矿床的水文地质条件，指导勘探及开采。

(一) 以岩溶水充水为主的矿床

岩溶水充水矿床遍及全国，矿种多，储量大，多数大水矿床属此类型。我国北方、南方及西南地区的众多金属及非金属矿床，都受到岩溶水的威胁，开采这类矿床常造成淹井事故。北方开采的石炭二叠系煤矿区，30 多年来发生 $10m^3/min$ 以上的突水达 200 余次。南方岩溶水充水矿区，因排水普遍发生地面塌陷，如恩口煤矿到 1986 年已产生塌陷 6600 多个，山口冲地段在 $0.1km^2$ 内有塌坑 500 多个[21]。这表明矿床水文地质条件非常复杂。岩溶水充水矿床的基本特征如下。

（1）各矿区由最发育的岩溶形态控制着岩溶水的赋存特征。各矿区随岩性结构组合、原有裂隙特性、岩溶发育影响因素和发育程度的不同，导致各矿区岩溶形态和规模有较大的差异。北方主要以奥陶系裂隙岩溶最富水；南方矿床以二叠系溶洞充水为主；西南地区则以泥盆到三叠系岩溶管道充水者为多。

（2）矿床所处构造类型、部位、规模及其破坏程度，影响着岩溶发育的强弱和矿床的富水程度。这点前面已叙及。处于向斜（比处于背斜）中的矿床，汇水条件好，富水性强；产于向斜浅部的矿床比同一向斜深部的矿床的富水性强。处于浅部轴部的矿床比处于翼部的富水强；而深部轴部的矿床，则比翼部的含水弱。产于大型构造中的矿床，一般比中小型的富水强。不同性质和规模的断裂带，不仅会成为富水带，还能沟通矿床上下岩溶水。多期断裂相交或重合部位，岩溶最发育，最富水，开采时最具突水危险。

（3）岩溶发育不均匀，决定了岩溶水的不均一，导致矿井涌水量大小不等。岩溶强发育地段的矿井涌水量大，弱发育地段的则小。岩溶发育深度即为岩溶含水层的底界，随深度增加，岩溶发育由强变弱，含水层富水性和矿井涌水量皆由大变小。分布在同一标高上的矿床，处于地下水强径流带上的矿井，易发生大突水。

（4）北方的裂隙岩溶水多具统一的地下水面，各含水层彼此连通性好，矿床疏干时地下水位多呈平盘式下降。南方的溶洞水，赋存在大大小小的溶洞之中，彼此通过裂隙或溶隙相沟通，不同部位各具不同的水力特征，相互联系通常较北方型弱。浅部仍多具统一的地下水面，深部有的矿区有管道流。不同矿段，矿井涌水量各异。西南地区的暗河管道流，常沿褶皱轴部或断裂带发育，多各自孤立而不具统一地下水面。当井巷揭露它们时，极易突水。

调查此类矿床时，应查明的地质及水文地质问题，主要有六项：

（1）对矿床分布范围内的地层，尤以碳酸盐岩地层和近矿顶底板层位，要分层研究其岩性、结构及各层间的组合关系；

（2）研究矿床所处的构造类型、具体部位及其特征，研究地层中原生和后生裂隙的发育规律，寻找破碎部位及构造控水条件；

（3）研究岩溶发育规律，包括查明各层位中的岩溶形态、规模、充填胶结、形成期和发育强带的空间分布特征；

（4）全面研究矿区内岩溶水的赋存条件，包括：①划分矿床充水层（组），确定其富水程度；研究矿床顶底板的隔水性能；②寻找富水地段与强径流带，查明矿床充水条件；③研究岩溶水系统的边界条件，补、排特征；④进行水质变化特征的研究，掌握水质污染状况；⑤测定各充水层的各种参数，查明地下水运动规律，预测矿井涌水量，解决供排矛盾；

（5）对大泉的形成条件、涌水量进行观测，探讨矿床开采后泉水的变化；对与矿井有联系的地下河系和能进入井巷的地表水进行研究；

（6）对矿床充水系统内现有的供水、排水状况与地下水动态进行分析，对突水和疏干条件以及引起的环境地质问题作现状评价与预测。

下面按“类”，用实例作进一步阐述。

第一类：以溶隙充水为主的矿床

主要指北方受寒武系到奥陶系，其次为石炭系中裂隙岩溶水威胁的矿床，多系大水矿床。此类矿床的底板或围岩，分布有岩溶发育、含水丰富和水压高的裂隙岩溶水，水文地

质条件多复杂，矿井涌水量大，疏干和防治也较复杂。表 13—4 是突水量大于 50m³/min 以上的部分矿区的突水情况。

表 13—4　北方岩溶水充水矿区大型突水情况表

矿区名	矿井名	突水时间	突水标高（m）	突水量（m³/min）	说　明
淄　博	北大井	1935.5.13	+81	443	煤
	双　山	1958.4.20	−145	70	
焦　作	中马村	1958.3.23	−164	105	煤
	冯　营	1963	−93	84.7	
	演马庄	1964.9.30	−54	89	12121 工作面
		1966.12.18	−69.6	52.4	西大巷
	李　封	1967.3	−105	53	
	演马庄	1979.3	−195	240.5	1441 巷道
	中马村	1985.11.15		150	
开　滦	林西矿	1954.12.5		200	煤，四道巷
	赵各庄	1972.3	−730	52.14	
	范各庄	1984.6.2	−310	916，最大 2053	陷落柱突水
贾　汪	夏　桥	1956.2.9	−45	74	煤，雨季最大涌水
井　径	三　矿	1942.6.23		85	煤
峰　峰	一　矿	1960.6.5	−102	150	煤，1532 工作面
平顶山	八　矿	1971.10	−275	53.3	煤
新　密	米　村	1972.1	+55	75.2	
黑　旺	露天矿	1974.8.20		149.2	铁，降雨加水库放水
莱　芜	业　庄	1975.5.9—12.24	−65	73.1	铁，放水试验
韩　城	马　沟	1976.8.6		200	煤
西石门	北、中区	1978.6.22—7.21		51	铁，放水试验
晋　城		1985.10.25		瞬刻 $n\times10^4$	老空水突水

注：少数为正常涌水量。

总结本类矿床勘探经验及涌、突水资料，勘探、开发时，除掌握前述一般项目外，还应重点分析：

（1）充水层及其边界条件。莱芜铁矿业庄矿，50 年代勘探认为，只有一个来水方向，预计－50m 水平涌水量为 609m³/d，定为水文地质条件简单的矿床。但在采掘中，仅两个出水点就达 6600m³/d。第二次勘探后，于 1975 年通过 230d 的放水试验，才确定为具有三个方向补给的边界，为水文地质条件复杂的矿床。

（2）充水水源来自奥陶系裂隙岩溶水的可能性。因此，必须掌握隔水顶底板的岩性、厚度及其破坏情况。

（3）涌水通道。在煤矿区主要掌握隔水底板的断裂带、人工裂隙通道沟通底部岩溶水

情况。如平顶山矿大于30m³/h的18次突水，均来自底板灰岩[16]。其他矿种矿床，顶板冒落裂隙通道造成突水者，也为数不少。

（4）破坏顶底板断裂带的特征。对将充水层切割成块体的较大溶蚀断裂的分布规律与岩块内微小裂（溶）隙的特征予以研究，判断它们在涌、突水中的作用。

（5）选用正确的矿井涌水量预测方法，取得合理的计算参数。应按地下水域进行供排水的统一评价与管理。

（6）对矿区环境地质问题进行分析。

第二类：以溶洞充水为主的矿床

主要指秦岭—淮河以南，受泥盆系—三叠系岩溶水充水的多金属和煤矿床。区内岩溶较北方发育程度高，水文地质条件更加复杂。以大到小型溶洞充水为主。溶洞虽有所充填和覆盖，但因补给充沛，富水性强，常造成瞬间大量水突入井巷，并夹有大量泥沙和伴有地面塌陷和开裂；有时，还引起地表水溃入，成为主要的环境地质灾害，危害极大。表13—5仅列出4个大水矿区的突水资料，即可见其条件的复杂。

表13—5　南方溶洞水充水矿区突水资料

矿区名	发生时间	位　置	水量（m³/min）	塌　陷	说　明
云庄煤矿	1974	－60m回风巷突水	约324.7	塌洞21处	85min淹没坑道，水量约27600m³[16]
花亭锰矿	1963.10.16	－75m平巷突水	130—195		
水口山铅锌矿	1969—1970			塌陷83处，开裂150条	66d放水试验
	1968.6—8	洪水从一个塌洞几天灌入	150×10⁴m³		大量泥沙溃入
松宜煤矿	1986年前			塌洞850多个	
		四对矿井	88.33—100		为最大涌水量

恩口矿区1号井－50m水平，自1975年11月至1977年6月排水以来，已涌出泥沙约50万t。五亩冲矿井水3、水9点突水后，带出泥砂分别为8000和32000m³[17]。煤炭坝矿竹山塘矿井－90m东大巷，在1980年9月23日8时30分发出一声轰响，突出岩溶充填物（泥流、砂石、岩块）约500m³，块大者达吨余重❶。这是由于地下水增加了对溶洞中泥水的压力，当其动能加势能大于巷道壁的抗压强度时，就可破壁，将充填物“吐”在巷道中，故也有人称为“吐固”。

调查时，除查清第一类中各项内容之外，应特别注意研究：

（1）岩溶发育规律，特别应对溶洞的数量、规模、空间分布、彼此连通及充填胶结情况等进行研究；

（2）正确预测矿井涌水量，预测突水位置和突水量，提出防治水措施；

（3）重视矿区环境地质研究，重点为地表塌陷、裂缝及沉陷的现状调查、形成因素分析和发展预测；

❶ 宗坚：岩溶充填物突出机理与防治，《中国岩溶》，1991年，第三期。

（4）泥、沙、砾石的分布及其溃入井巷可能性的研究。

第三类：以暗河管道充水为主的矿床

系指赋存于西南云、贵、川地区的矿床，主要受二叠系阳新灰岩，其次是泥盆系、石炭系及三叠系岩溶充水层的威胁。岩溶发育程度极不均匀，形成和保存的地下管道比一、二类地区为多，亦影响到区内地表水缺乏和地下水分布的不均匀。各管道接受降水，多成为复杂孤立的地下河，有各自的进口、出口与补给域。其中水的运动具管渠水力特征，多呈紊流状态，且其动态受降水控制，水位与流量暴涨暴落。雨季水量比旱季增大几十至几百倍。如石屏天堂矿暗河，最小与最大流量比为 1：3549。四川江北煤矿平硐，在 1966 年 8 月 24 日掘进中遇断层，从炮眼喷水；27 日放炮后水迅猛冲出硐口，流量达 $1500m^3/min$，是从直径约 1m 的管道涌下，向上与巨型溶洞相连（洞长 250m，最宽 80m），洞底有水潭和水流[20]。红岩矿[16]位于四川盆地南缘，间接顶板有富水的长兴岩溶水，直接底板有茅口岩溶水。矿区内分布有数条断层，F_7 压性断层切过煤、顶底板含水层和海空暗河，属水文地质条件复杂到极复杂的矿床。矿区内有七条暗河，长兴灰岩中的三条断层对矿井涌水影响不大；栖霞、茅口灰岩中的四条断层，对矿井涌水有影响，影响最大者为海空暗河。它长 2550m，从海空洼地 135 号溶洞流至 148 号泉，排入丛林河，流量为 12.67—672L/s，为南茅口矿井运输大巷突水点（最大涌水量为 $153.33m^3/min$）的水源。在南总回风巷，于 1971 年在丛林向斜轴发现一个干溶洞，面积为 $4\times4m^2$；1974 年 9 月 5 日暴雨，6 日该处涌水突然达 $300m^3/min$，矿井总涌水量达 $67.2\times10^4m^3/d$，淹井。冲毁运输大巷 4130m，中断生产三个多月，清除泥砂、砾石 $8270m^3$，损失严重[16]。突水来源于底板茅口组岩溶水，水量大小，既与通道中水动态有关，也与突水点所处的地形、汇水面积、构造条件及地表水等有关。

对此类矿床调查时的重点是，确定有影响暗河或管道水系的空间位置、水量、水位及动态，以及研究矿床与暗河水系的关系。在掌握岩溶发育方向、深度、底界及与矿床关系的基础上，采用测定地下河地下水位，编制暗河水系等水位线图，圈定水位线低槽的办法，确定地下暗河的大体空间位置。已有成果证实，与实际情况基本吻合。

（二）以裂隙水充水为主的矿床

本类型矿床以坚硬岩层（体）裂隙发育为特点，矿产种类多，多属水文地质条件简单（少数为中等到复杂）的矿床。

唐山荆格庄煤矿，矿床分布于开平向斜次级北东向短轴向斜内，在第 12 层煤底板砂岩中发育有北东和北西（宽 0.1—0.3m）向两组宽大裂隙。当在该层中开挖运输大巷时，发生较大突水点 51 个，每小时突水大于 $200m^3$ 者 11 次，大于 $500m^3$ 者 4 次，最大者达 $1200m^3$。疏干漏斗降至 −375m 时，矿井涌水量达 $3940m^3/h$，稳定在 $3000m^3/h$。

梅山矿铁矿产于闪长玢岩与上侏罗统安山岩接触带内，呈 0—290m 厚的透镜体，处于弱承压水中。顶板为安山岩，厚 200—400m。地表见 30 余条小断层。井下揭露主要断层 17 条，断层清晰，长度从数 10m 至 1000m 以上，宽度为 0.5—3m，局部为 6—8m，断面近直立，似悬崖。在 −70— −200m 标高的各巷道内，基本都能逐条对应，宽度几无变窄，−200m 以下继续深延（图 13—4）。这些裂隙无充填或充填差，多为富水的巨大断裂。矿区内的碳酸盐化围岩，经溶蚀形成一些空洞，大者达 $100m^3$，与裂隙相通并充满水。在勘探中，常发生掉钻，个别孔内曾掉入三套钻具和钻杆，打捞无踪影。基建中遇到这些断裂，发生过多次淹井事故，水量多在 $300—400m^3/h$。突水的特点，多是来水猛，迅速减少，甚至干涸。如

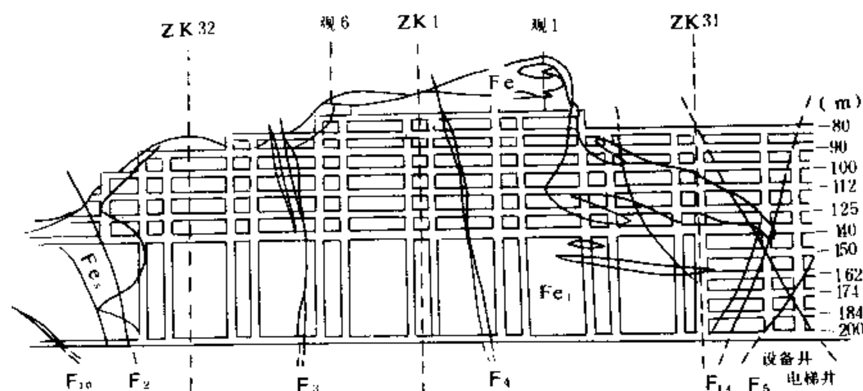


图 13—4　巷道七号横剖面图

Fe_5—铁矿体及编号；F_{14}—断层及编号

309 平巷，10min 突水 2000m³。少数突水点水量虽达到稳定，但水量很小❶。

上述两矿床的突水，实为罕见实例。一般裂隙水充水矿床的特征是：浅部以风化裂隙和断裂带充水为主，深部以构造裂隙充水为主；向深部，涌水量变小；多以降水和地表水补给为主，富水程度由中到弱；裂隙发育较均一的层位可形成似层状含水层，裂隙集中部位可形成片状含水体或脉状含水带；多数矿井的涌水量<1000m³/d，勘探时钻孔涌水量一般小于 1L/s，个别沟通强水源者，可造成突水。

对本类矿床调查时，需查明：

（1）矿体及围岩的岩性，原生与成岩后裂隙的分布规律；对矿区分布的断裂带作重点研究，分析其力学性质、两盘岩性、破碎带宽度、破碎程度、充填物特征及胶结情况；判断断裂的活动历史，注意新期断裂的水文地质特征。

（2）分析各岩层的含水性，确定裂隙含水层（体）的埋藏分布规律；研究充水层的补径排条件，分析断裂带作为水源或通道的条件。

（3）调查矿床和各充水层的水质和富水性，预测矿井涌水量及开采后的环境地质问题。

（4）研究矿区风化带的深度与破坏程度，分析降水和地表水入渗条件与入渗量。

（三）以孔隙水充水为主的矿床

此类矿床包括产于松散层和半胶结半坚硬岩层中的矿床，以及被巨厚松散层覆盖，产于下伏基岩层中的矿床。当矿床涌水主要来自上覆孔隙水时，亦归于此类型。

元宝山煤田位于我国东北西部，矿区分布有厚层第四系，煤层赋存于侏罗系上统之中。老哈河在矿区南 3km 流过，其支流金英河流经矿区中部，全长 191.4km，流域面积为 10570km²，历年最大洪峰流量为 2510m³/s，最小为 0.26m³/s，农灌季节常断流。煤系由粉、细砂岩，泥岩夹砾岩及煤层组成，平均厚 340m，含有 12 个煤组。其中，3—6 煤组埋藏较浅，厚 10—45m，适于露天开采。煤系（渗透系数小于 0.02m/d）及断层（渗透系数为 0.0089m/d）的导水性也很弱。上覆冲积层厚 10—50m，以圆砾石为主，夹砂和卵石，砾径

❶ 梅山矿资料引自黄均定、李宝龙：梅山铁矿矿床充水特征分析，《冶金地质科技情报》，1981（1）。

2—30mm，最大可达50～200mm，砾石成分以安山岩、花岗岩、片麻岩、玄武岩及石英岩为主。潜水位埋深5—18m，局部达60m以上。钻孔单位涌水量为53—160L/(s·m)。渗透系数为144～322m/d，为透水性极强的含水层，且与煤系含水层有密切的水力联系。该矿床为以直接顶板孔隙水充水为主的水文地质条件复杂的矿床。调查时应查明下述问题：

(1) 各松散层的成因类型、颗粒成分与结构、胶结物及胶结程度，顶底板的隔透水性、厚度及其变化；

(2) 各层的含水性，主要充水层的边界条件及水质特征；

(3) 确定孔隙水与地表水及基岩水间有水力联系的地段、联系程度及补排关系；

(4) 查明地貌、新构造运动对充水层的控制；

(5) 预测矿井涌水量，评价供排矛盾；

(6) 研究流砂层的形成、分布，疏干和进入井巷的可能性。

此外，还要对井筒施工条件、露天矿边坡稳定性、松散层的承载能力、矿区塌陷和地表水治理，以及其他环境地质问题等进行评价。

第十四章　矿坑涌水量预测

矿坑（井）涌水量是指从矿山开拓到回采过程中单位时间内流入矿坑（包括井、巷和巷道系统）的水量。它是确定矿床水文地质类型、矿床水文地质条件复杂程度和评价矿床开发经济技术条件的重要指标之一，也是制定矿山疏干设计、确定生产能力的主要依据。

§1　矿坑涌水量预测概述

一、矿坑涌水量预测的内容

由于预测矿坑涌水量是矿床水文地质调查的核心任务，也是一项复杂工作，所以在各调查阶段都要求按相应精度认真、正确地预测出未来各种开采条件下的涌水量。其内容有四：

（1）预测矿坑正常涌水量：指开采系统达到某一标高（水平或中段）时，正常状态下相对稳定时的总涌水量，通常指平水年的涌水量。

（2）预测矿坑最大涌水量：指正常状态下开采系统在丰水年雨季的最大涌水量。对某些受暴雨控制的裸露型及暗河型矿床，还应根据当地气象周期特征，据历史最大暴雨强度，预测数十年一遇的特大暴雨时可能出现的特大矿坑涌水量值，以预测突水和制定应变措施。

（3）预测开拓井巷涌水量：指开拓各种井巷过程中的涌水量。

（4）预测疏干工程排水量：指在设计疏干时间内，将水位降至某规定标高时的疏干排水量。

在各地质调查阶段，均以预测矿坑正常和最大涌水量为主，由矿床水文地质人员担任；开拓井巷涌水量预测和疏干工程排水量计算，则多由矿山基建或生产部门负责，但水文地质人员亦应参与工作。

二、矿坑涌水量预测失误的原因分析

矿坑涌水量预测，虽为矿床地质调查的核心工作，但研究得还很不够，仍处于近似计算水平，预测失误的例子屡见不鲜，突水灾害还时有发生。

绪言中提到的岩溶充水矿山回访调研，将勘探时期预测的矿坑涌水量值与开采后实际涌水量对比后发现：误差小于30%的矿区仅占总数的10%；有80%矿区的误差均超过50%；个别矿区误差竟达数10倍，甚至100倍以上。如叶庄铁矿，1959年勘探报告中预测零米中段涌水量为417.4m^3/d，比1975年实际放水量小256.3倍，而预测降深为放水试验降深的3倍。泗顶铅锌矿，280m标高疏干实际涌水量为6048m^3/d，与预测时第一方案80524.8m^3/d相比，误差为1231%，与第二方案预测涌水量95299.2m^3/d相比，误差为1475%[16]。

导致矿坑涌水量预测失误的原因，主要有：

（1）对矿床水文地质条件的复杂性认识不足，对矿床水文地质条件未予查清。条件复

杂是客观存在，而对它认识正确与否则随勘探程度和因调查者认识事物的能力不同，而有较大的差异。①如勘探时将叶庄矿三方面补给边界误认为只有一个来水方向；由充水灰岩顶部"天窗"导致地表水灌入补给，也未予查明；对杨二庄矿的半封闭型地下水系统，调查时则误认为是开放型的大水矿区。②水文地质勘探工作出了毛病，主要表现在勘探脱离了涌水量预测方法的需要。如应布孔处未布孔，不该布孔处水文孔密集；该抽水处没抽水，不该抽水处抽得太多；该观测的项目或时间又未观测；③红岩矿，预测涌水量时认为主要充水水源来自顶板长兴组，实际上却是来自底板茅口组灰岩。

（2）水文地质概化模型概化不当，水文地质参数取值不妥。概化模型概化不当有两个含意：一为因水文地质条件未查清楚，导致概化模型失误；二为虽条件已查明，但计算者概化不当。容易出现的问题是：边界的位置和性质不确，参数不准，计算分区不当。参数不准包括参数本身的失真和计算时对参数使用不当。前者如叶庄矿，1959 年勘探时据单孔抽水试验二次水位降求得 $K=0.215\text{m/d}$，不具代表性；1970 年据三次稳定降深放水资料复求 $K=11.67\text{m}/d$，比前者大 44 倍，较准确。后者如许多矿区，把浅部求得的参数用于预测深部涌水量，造成误差。

（3）数学模型处理欠妥：数学模型是工具，是用来对水文地质概化模型进行数学描述的。即使概化模型概化得正确，还有赖于建立一个适合于概化模型的数学模型，才能获得满意的预测涌水量值。50—60 年代，国内普遍采用稳定井流理论的计算模型，在应用上多有不妥，故失误多。当地下水非稳定流推广后，加之数值模拟理论的应用，为矿坑涌水量预测提供了有效的方法，预测成功的实例大增。但复杂的水文地质条件和开采系统，通常较难于用数学式确切地表达出来，为建立数学模型带来困难，稍有不慎就会使数学模型失真。

据以上讨论可得出如下结论：只有在水文地质条件认识清楚，水文地质模型概化合理，数学模型建立和运用正确，使用的参数有代表性，符合开采条件时，才能获得准确的预测涌水量值，满足采矿要求。

三、矿坑涌水量预测的特点

虽然矿坑涌水量预测方法与供水勘探中的水资源评价类同，但其预测条件与思路有诸多特点。如：

（1）供水水资源评价，一般以确保枯水期最小开采量为目的；而矿坑涌水量预测则以准确地预测丰水期最大涌水量为目标；

（2）我国矿床大多分布于基岩山区，充水条件差异悬殊，补排条件多复杂。在边界条件概化中，非确定性因素多，含水介质非均匀性突出，参数的代表性难于解决；地下水流态复杂，常出现紊流、非连续流与管道流。组成概化模型的三大要素——边界、结构与流态复杂，定量化难度大。

（3）矿山井巷类型与空间分布千变万化，开采方法、开采速度与规模等生产条件复杂且不稳定，与供水的取水建筑物简单、生产条件稳定形成显明对比，给矿坑涌水量预测带来诸多不确定性因素。

（4）矿坑涌水量预测多是大降深。大降深疏干又必然导致对矿区水文地质条件的严重干扰与破坏；其破坏强度又比较难于预料与定量化。这与供水小降深采水有明显差异，使用供水时的计算理论与方法，通常难以满足要求。

（5）在矿床地质调查中，一般对水文地质工作投入的技术条件较差、投资少、工程控制程度低，在客观上也给涌水量预测带来较大困难。

以上特点，决定了矿坑涌水量预测中存在诸多产生误差的客观条件。因此，勘探阶段的涌水量预测，应属于评价性计算，其精度难以与供水水资源评价平论。为了满足生产要求，除了通过完善勘探方法，提高预测精度外，还应完善预测成果的表达形式，指出预测成果的使用方法与注意事项，为设计与生产部门结合生产条件进行成果再开发提供依据，以提高预测成果的使用价值。

四、矿坑涌水量预测的步骤和方法

矿坑涌水量预测是随矿床地质勘探程度的深入和对矿床水文地质条件认识的深化而逐渐完成的，可分为三个步骤：

第一步：建立水文地质（概化）模型。其要求是：

（1）概化已知状态下矿区水文地质条件；

（2）给出未来开采井巷的内部边界条件；

（3）预测未来开采条件下的外部边界。

对于条件复杂的大水矿床，建立一个可靠的概化模型，大致须经历以下三个阶段。

第一阶段：通过初勘资料的收集、整理，提出模型的"雏型"，并作为下步勘探设计的依据；

第二阶段：据进一步勘探提供的各种信息资料，特别是大型抽（放）水资料，调整"雏型"模型，建立"校正型"模型；

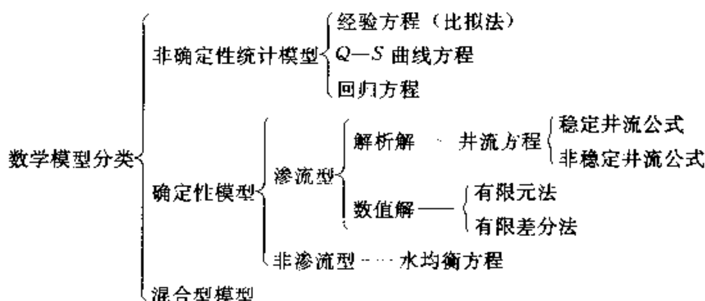
第三阶段：在一、二阶段的基础上，结合开采方案，预测出排水后内、外边界的变化，建立起"预测型"的水文地质概化模型。

随调查阶段的深入，虽然某些矿区据"雏型"、"校正型"和"预测型"概化模型皆可进行矿坑涌水量预测，但其结果的精度则大不相同。

目前，对各种开采条件下含水层结构的破坏程度和参数的变化，尚难确切地进行预测。因此，要求水文地质人员应尽可能建立一个"逼真"的水文地质模型。

第二步：选择计算方法，建立相应的数学模型

据当前矿坑涌水量预测中所常用的数学模型种类，可将其划分为如下类型，计算时可依据当地条件和已有资料进行选择。



第三步：求解数学模型，评价预测结果

对数学模型的解，不能仅看作是单纯的数学运算，而应看作是对水文地质模型和数学模型的全面识别与验证过程，是对矿区各种条件从定性到定量的深化认识过程。

五、矿坑涌水量预测方法的类型

实质上，如将矿井排水视作供水“大井”在取水，则进入矿山井巷的预测涌水量，也就相当于对供水井或水源地进行的地下水资源量的计算与评价。两者应用的计算预测或评价方法基本上是相同的，只是因具体目的不同，在应用原则、观点和处理上有所区别而已。

据此，我们仍引用地下水资源评价方法分类（表 10－1），作为矿坑涌水量预测方法的分类，将两者统一在一个分类之中。各方法的原理和计算方法等与第十章介绍的相同，不再重叙。本章仅就分类中的解析法、数值法、$Q—S$ 曲线外推法、相关外推法、水均衡法及比拟法在矿坑涌水量预测中的应用条件和与供水有别之处加以介绍。

§2　运用解析法预测矿坑涌水量

一、应用条件的分析

1. 矿床疏干中地下水运动状态的分析

矿床疏干时的地下水运动，严格地讲，都属于非稳定运动，这是因开采条件不断变化所致。但人们发现，在一些矿区长期开采疏干中，仍可以有相对的稳定阶段。开滦矿，矿坑涌水量随巷道走向的延展而增加，延展暂停，涌水量即出现相对的稳定，总涌水量不变。而复洲湾矿，矿井涌水量随采深而增加，当某水平进入回采期，其涌水量亦逐渐稳定，保持到开拓下水平或突水为止。将上述资料绘成涌水量过程线（图 14—1），就可看出该矿区多水平在整个疏干中，在不同开采阶段，地下水运动的非稳定运动状态与稳定状态间的转变过程。因此，在矿床开拓及采准阶段，涌水量预测应使用非稳定流方法；而对回采水平涌水量预测时，稳定流方法有实用价值。

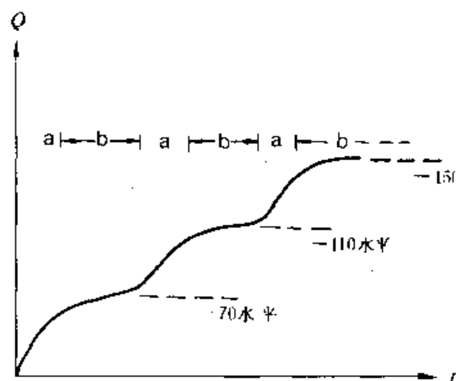


图 14－1　复洲湾矿矿井涌水量曲线示意图
a—开拓阶段；b—回采阶段

2. 解析法的应用条件

解析法是目前矿坑涌水量预测中应用最广的方法之一。它根据地下水动力学原理，结合矿床疏干实际需要，对不同条件下流向各类井、巷及巷道系统的地下水流建立相应的偏微分方程，用解析方法计算它们的涌水量。解析法还能为疏干设计提供疏干时间、疏干范围和疏干水位等数据。

（1）稳定井流解析法的应用：在矿床疏干过程中，当某水平地下水位降落漏斗呈相对稳定状态时，可认为形成的辐射流场基本满足稳定井流条件，可以近似地应用裘布依方程进行涌水量计算。可用于：①在已知某开采水平最大水位降深条件下，预测矿坑总涌水量；②在给定某疏干水平排水能力前提下，计算区域地下水位降深（或压力降低）值。

（2）非稳定井流解析法的应用：在矿床长期疏干过程中，地下水位不断降低，疏干漏斗不断扩展，总的看，地下水辐射流场是非稳定的。在已知初始条件和边界条件的情况下，

当参数一定时，则可：①已知采深水位降低（S）、疏干时间（t），求涌水量（Q）；②已知 Q、S 求疏干某水平或漏斗扩展到某处的时间（t）；③已知 Q、t，求 S，以确定漏斗的发展和计算各点水头随时间的变化规律，用于规划各项开采措施。

二、计算过程

在遵循前述涌水量预测的总步骤之下，重点介绍以下几步。

第一步：分析疏干流场的水力特征

矿床疏干流场是在采前天然地下水流场基础上，叠加开采因素演变而成的。因此，应主要分析疏干条件下流场的水力特征，以选择相应的计算方法。

1. 区分稳定流与非稳定流

前已述及，矿山基建期，随井拓井巷发展，疏干漏斗不断扩大，以消耗含水层的储存量为主，疏干流场属非稳定流；回采期，井巷轮廓已定，当以消耗补给量为主时，疏干流场符合稳定流；当仍以消耗储存量为主时，矿坑涌水量渐减，疏干流场仍为非稳定流。

2. 区分层流与紊流

当矿区进行大降深疏干时，在疏干工程附近常出现非达西流。据研究，这种复杂水流状态出现的范围不大，而大面积内仍符合达西流规律，故直线渗透定律仍然是建立渗流型确定性模型的理论基础。

3. 区分平面流或空间流

矿床疏干流场受控于开采井巷的类型与分布状态，呈复杂的流态，在宏观上可概化为两种：

（1）流向完整井巷的平面流：又分为竖井排水产生的平面辐射流，水平巷道排水产生的剖面平面流，其两端仍出现辐射流。巷道系统则复杂得多，排水初期，在统一降落漏斗形成前，巷道系统各边缘部分都呈单方向的剖面平面流；当继续排水，形成统一降水漏斗后，流向巷道系统的地下水才过渡为近似的平面辐射流。

（2）流向非完整井巷的空间流：据研究，在流向非完整井巷地下水辐射流范围内，存在有空间流带与平面流带两种运动形式。但前者往往仅限于非完整井巷的附近，范围约为含水层厚度的 1.5—2.0 倍。空间流计算，常采用平面分段法、剖面分段法或用经验公式近似计算。

4. 区分潜水与承压水

据勘探资料，区分潜水与承压水是容易的。但与供水不同的是，在疏干中常常出现由承压水转为承压-无压水或无压水。在某些条件下，还可出现一侧保持承压状态，而另一侧则由承压水转为无压水或承压-无压水状态，计算时应区别对待。

5. 倾斜巷道的处理

据阿勃拉莫夫证明，巷道的倾斜对涌水量影响不大。若巷道倾斜度＞45°时，可视为与竖井类似，用辐射井流公式计算；若巷道倾斜度＜45°时，则可视为与水平巷道相似，用剖面流的单宽流量公式计算。

第二步：确定边界类型

1. 侧向边界类型的概化

（1）边界进水类型的划分：应将边界概化为隔水和供水两类。如何确定，第二篇已有介绍。值得注意的是，开采后隔水边界可能被破坏，转化为补给边界，或原排泄边界转化

成补给边界。

(2) 边界形态的简化：解析法计算模型，要求将不规则形状的边界简化为一些理想的几何图式边界，如半无限直线边界、直交边界、斜交边界和平行边界等。

(3) 各种类型边界条件下的计算方法：常采用映射法或分区法（卡明斯基辐射法），即根据疏干时地下水流场状态，沿流面或等水压面分割为若干扇形分流区（图 14—2），各分区常用卡明斯基平面辐射流公式计算其涌水量，各分流区涌水量总和即为全矿区总涌水量。

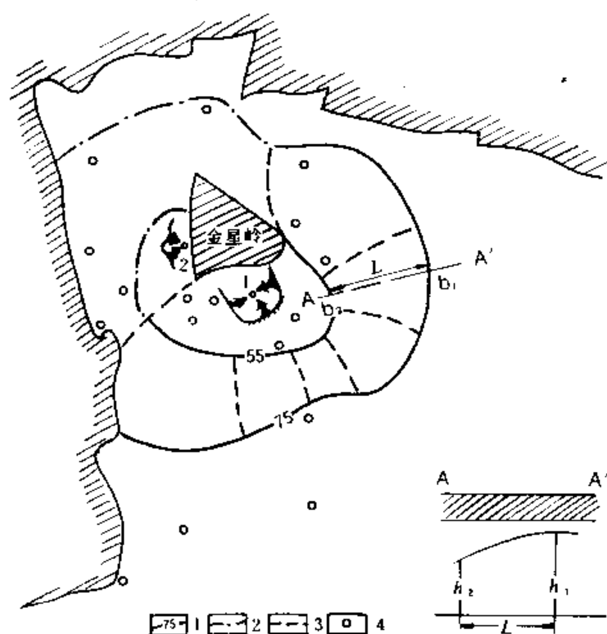


图 14—2　某矿区辐射流计算示意图[10]

1，2—1、2 号汇水点等水位线范围；3—块段分界流线；4—观测孔

2. 垂向越流补给边界类型的确定

越流补给边界分定水头和变水头两类，用解析法主要解决定水头越流补给边界，其计算方法与供水相同。

第三步：选择相应条件下的解析法矿坑涌水量预测方程

可依据具体矿区的前述各种条件，主要依据疏干流场的水力特征、地下水类型、边界条件及疏干工程类型、疏干时间等条件，选定具体的计算方程❶。

第四步：确定各项参数

解析法预测矿坑涌水量的精度，除取决于前述各项条件之外，最主要的就是采用各项参数的精确程度及其代表性，以及是否正确地预估了开采后条件的变化。这里仅结合矿坑涌水的特点，对某些参数的确定方法予以介绍：

1. 渗透系数（K）值

它是解析法计算中极为重要的参数。但由于自然和开采条件的复杂性与测试计算方法上的缺陷，使它不易精确测得，这是涌水量预测失误的主因之一。首先，应区分含水层是均质的或是非均质的。解析法主要适用于均质含水层。我国矿床多产于非均质的裂隙和岩溶含水层充水地区，一般当非均质程度尚不太大时，可用求平均渗透系数（K_{cp}）的方法（相差程度较大者，则应分区计算），常用的有以下方法。

(1) 加权平均值法：又可分为厚度平均、面积平均、方向平均法等。如系厚度平均，则公式为：

$$K_{cp}=\frac{\sum_{i=1}^{n}M_i(H_i)K_i}{\sum_{i=1}^{n}M_i(H_i)}$$

❶ 解析法的具体计算方程式，请见《地下水动力学》等书籍。

式中：M_i（H_i）——承压（潜水）含水层各垂向分段厚度；

K_i——相应分段的渗透系数。

（2）流场分析法：有等水位线图时，可采用闭合等值线法：

$$K_{cp} = -\frac{2Q\Delta r}{M_{cp}(L_1 + L_2)\Delta h}$$

或据流场特征，采用分区法：

$$K_{cp} = \frac{Q}{\sum_{i=1}^{n}\left[\frac{(b_1 - b_2)}{\ln b_1 - \ln b_2} \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L}\right]}$$

式中：L_1、L_2——任意两条（上、下游）闭合等水位线的长度；

Δr——两条闭合等水位线的平均距离；

Δh——两条闭合等水位线间水位差；

M_{cp}——含水层平均厚度；

Q——矿坑涌水量；

b_1、b_2——辐射状水流上、下游断面上的宽度；

h_1、h_2——b_1 和 b_2 断面隔水底板以上的水头高度；

L——b_1 和 b_2 断面之间的距离。

2. 疏干"大井"的半径（r_0）值

井巷系统的形状较供水井复杂得多，且分布极不规则，范围广阔，又处于经常变化之中，构成了复杂的内边界。解析法要求将它理想化，故常将此形状复杂的井巷系统看成是一个"大井"，把井巷系统圈定的或者以降落漏斗距井巷最近的封闭等水位线圈定的面积(F)看成相当该"大井"的面积。此时，整个井巷系统的涌水量，就相当于"大井"的涌水量，可使用各种井流公式计算矿井涌水量，称"大井法"。近圆形"大井"的引用半径(r_0)为：

$$r_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}} = 0.565\sqrt{F}$$

3. 疏干井巷（系统）排水时的影响半径（R）或影响带宽度（L）值

用大井法预测矿坑涌水量时，其降落漏斗的影响范围半径（R_0）应从大井中心算起，等于"大井"的引用半径（r_0）加上排水影响半径（R），即：

$$R_0 = R + r_0$$

由于疏干漏斗形状不规则，在解析法中以 R_{cp}值代表 R_0 较为合理。计算狭长水平巷道涌水量时，也常用引用宽度（L_{cp}）。其确定方法有：

（1）用经验、半经验公式：如库萨金公式、奚哈脱公式等。实践证明，这类公式计算结果一般精度不高。

（2）用塞罗瓦特科公式：复杂井巷系统的影响半径可据井巷边缘轮廓线与天然水文地质边界线之间距离的加权平均值求得。即：

$$R_{cp} = r_0 + \frac{\Sigma b_{cp}L}{\Sigma L}$$

式中：r_0——"大井"的引用半径；

b_{cp}——井巷轮廓线与各不同类型水文地质边界间的平均距离；

L——各类型水文地质边界线的宽度。

由于矿井疏干水位降深（S）较大，影响范围常达含水层的补给或隔水边界，因而计算时多取井巷系统中心至边界距离为影响范围。

当井巷系统处在近圆形补给边界时（图 14—3a），R 可取平均值 b_{cp}；当其处在直线补给边界（图 14—3b）时，R 则取 $\Sigma b_{cp} \cdot L/\Sigma L$。

图 14—3　井巷系统补给边界示意图

4. 最大疏干水位降深（S_{max}）值

在矿坑涌水量预测中，通常不考虑供水中对 S_{max} 的要求，而以地下水位降至巷道底板为目的。对直接充水层来说，有两种情况，如图 14—4 之 a、b 示。

据观测，在长期疏干条件下，大面积井巷系统外缘，从坑道底板起的 h 值一般不超过 1—2m，约相当图 14—4a 的 Δh，图中 b 的 $h=\Delta h$。因此，矿坑涌水量预测时常取 $S_{max}=H$（图 14—4b）或降低至巷道底板（图 14—4a），它使涌水量计算值偏大 0.5%—1%。当 $S_{max}=H$ 时，用稳定流理论是不适合的。据研究，当水位降深超过含水层厚度的 30%时，用非稳定流公式亦要偏离实际情况，出现明显的误差。因此不难看出，用解析法预测最大降深时的涌水量，一般是不适宜的，会产生一定误差。

图 14—4　巷道排水水位图

第五步：具体运算求解方程，提出预测涌水量值，并对其可靠性进行论证。

解析法各种方程（公式）的解法，已在地下水动力学中学过了，这里不重复。而对所预测涌水量的可靠程度，一般认为，可用矿区开采条件下的水均衡方法求得井巷的补给水量，以此为标准，比较论证之。

三、实例

（一）程潮铁矿涌水量预测[16]

该矿为接触交代型矿床，矿体产于花岗岩或闪长岩与大理岩接触的部位，分东西两段，

深埋于当地侵蚀基准面以下。矿区气候温湿，雨量充沛，多年平均降水量为1269mm，为区内地下水主要补给源。矿区东、北、西三面为丘陵环绕，处在向西南开口的半封闭盆地的东缘，被第四系覆盖。矿区含水层有：第四系孔隙含水层；以大理岩为主，包括铁矿顶底板和局部闪长岩破碎带组成的岩溶、构造裂隙综合含水带；花岗岩风化裂隙水及闪长岩裂隙含水层。新鲜花岗岩和三叠系角页岩为隔水层。东区大理岩质纯、层厚，埋藏浅，岩溶作用较强烈，且以接触带最为发育。部分地段四周为陡立的弱透水岩浆岩包围。大理岩上部宽60—80m，深部宽70—120m，东区下限在－150m处，局部直接和矿体顶板接触。

1964年勘探时，对东区－150m中段，采用地下水动力学水平廊道法进行了坑道涌水量预测，水量为$3655m^3/d$，经1968—1972年的实际排水量（$1437m^3/d$）验证，预测比实际偏大，误差为154%。

1967年大突水后，含水层基本被疏干，又分两个时段进行了涌水量的预测和验证：1968年2月—1972年时段，旱雨季排水量变化不大；1973—1976年时段，降水灌入，旱、雨季排水量变化大。此时，矿床充水以侧向补给为主，地下水处于相对稳定阶段，验证工作仍以稳定流廊道法计算涌水量：

$$Q = Q_1 + Q_2 + Q_3$$

式中：Q_1——矿体北侧花岗岩风化裂隙水单侧补给大理岩的水量，两端各有1/4的大井进水呈无压流进入矿坑的水量。

$$Q_1 = B_1 K_1 \frac{H^2}{2R} + \frac{1}{2} \cdot \frac{1.366 K_1 (2H - S) S}{\lg R - \lg r_0}$$

Q_2——顶板闪长岩裂隙水的补给量，东西两端进水，承压转无压水，非完整排水廊道的预测涌水量：

$$Q_2 = B_{东} K_2 \left[\frac{(2H_1 - M)M - h_0^2}{2R} + Sq_r\right] + B_{西} K_2 \left[\frac{(2H_1 - M)M - h_0^2}{2R} + Sq_r\right]$$

Q_3——大气降水的直接灌入量：

$$Q_3 = FA\eta / 天数$$

上述三式中：K_1、B_1为花岗岩风化裂隙含水层的渗透系数及其在廊道上的长度；K_2、M及$B_{东}$、$B_{西}$分别为闪长岩裂隙含水层的渗透系数、坑道底板以上的厚度及其在东西两端廊道上的长度；H_1为静水位至坑道底板的距离；h_0为动水位至坑道底板的距离；S为水位降低值；q_r为引用流量，按丘加也夫图解法求得；R、r_0分别为影响半径及大井半径；A为验证时段年平均降水量；F为地面变形及外围汇水面积；η为降水入渗系数。

验证预测（计算）水量与实测排水值的对比情况，见表14—1。

由表14—1看出，计算值与实际排水量基本接近，误差仅为2.4%—8.3%，说明预测方法和计算原则接近实际条件，比勘探时预测的精度高。所用的方法虽同，但对边界条件、涌水来源、影响半径和渗透系数等都作了调整。

（二）某铁矿最佳疏干量（$Q_{最}$）的确定

某铁矿地处灰岩区，裂隙岩溶发育较均匀，地下水运动符合达西定律，矿区内有部分地下水动态长期观测资料，其它地质条件略。

表 14—1　预测结果与实际排水量对比表（m^3/d）

计算方法	1968—1972 年				1973—1976 年							
					雨季				旱季			
	计算值	实测值	误差		计算值	实测值	误差		计算值	实测值	误差	
			绝对值	百分数(%)			绝对值	百分数(%)			绝对值	百分数(%)
地下水动力学法	1611	1484	126	+8.4	2283	2489	206	−8.3	1879	1926	27	−2.4

1. 要求

（1）当疏干水平（或中段）的水位降深（S）确定后，则疏干量（Q）是时间（t）的函数。这样，疏干量 Q 就是与疏干时间 t 有关的一组数据。某水平的正常疏干量，应是该水平预测的矿坑涌水量值。设计部门要在一组具不同疏干强度 Q 及与其相应的时间 t 的对比中，选出最佳疏干方案，即选择排水能力要求不过大，而疏干时间又不长的方案。

（2）疏干时间通常要求控制在两个雨季之间，否则 Q 的计算则无意义。

2. 任务

给定的条件是：①疏干中段水位降（S）确定为零米标高；②疏干时间要求在两个雨季间完成。

3. 最佳疏干量计算与分析

第一步：初选疏干时间段 t。据第 2 项任务，在现有地下水动态曲线（图 14—5）上初选三个时间段，即 270、210、150d，供计算分析。

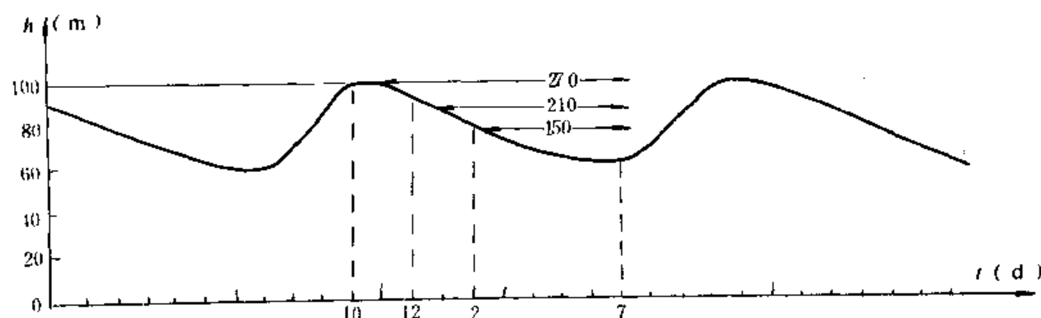


图 14—5　某矿区地下水水位动态曲线图

第二步：确定相应的 S 值。根据给定的零米标高，从动态曲线图上确定出各时间段相应的 S 值，即：

t (d)	t_3 270	t_2 210	t_1 150
S (m)	S_3 100	S_2 90	S_1 80

第三步：求相对应的 Q 值。利用公式（符号为常用地下水动力学符号）：

$$Q = 4\pi TS \Big/ W\left(\frac{\mu r^2}{4Tt}\right)$$

在已知t_1、S_1，t_2、S_2，t_3、S_3的条件下，求得相应的Q_1、Q_2、Q_3，作为第四步分析的初值。

第四步：绘制不同疏干强度Q条件下的$S=f(t)$曲线。在初值Q_1、Q_2、Q_3的范围内，通过内插给出一组供进一步分析的疏干量数据。其公式为：

$$S=\frac{Q}{4\pi T}W\left(\frac{\mu r^2}{4Tt}\right)$$

分析不同疏干量时的S随t的变化规律，并绘制不同疏干量条件下的$S=f(t)$曲线（图14—6）。

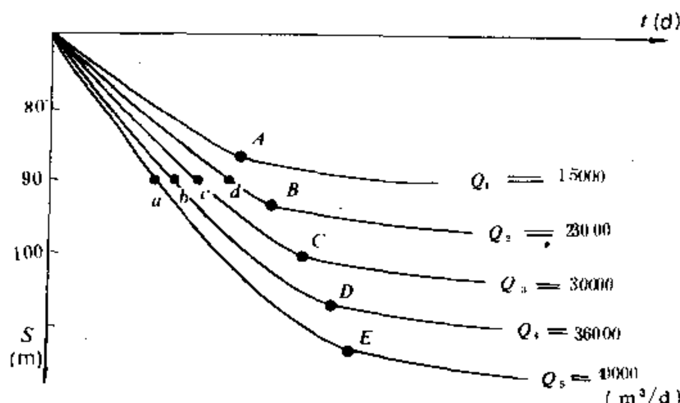


图14—6　不同疏干量条件下$S=f(t)$曲线

第五步：绘制不同定降深S条件下的$Q=f(t)$曲线。根据图14—6作出不同降深S条件下的疏干量Q与时间t的关系曲线$Q=f(t)$（图14—7），进行不同S条件下，疏干量Q与疏干时间的对比分析。

第六步：绘制降深S与最佳疏干量Q的关系曲线。根据图14—6中各$S=f(t)$曲线的拐点，求出不同降深S条件下的最佳疏干强度Q，即拟稳定疏干量与降深的关系曲线（图14—8）。

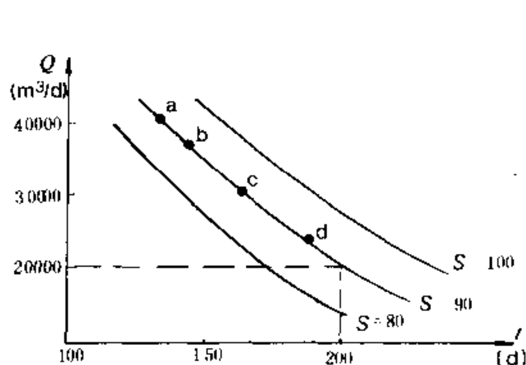


图14—7　不同降深条件下$Q=f(t)$曲线

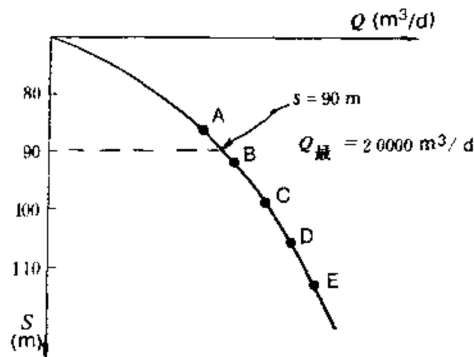


图14—8　降深与疏干量关系曲线

第七步：确定最佳疏干量，并检验其可行性。根据图14—8取得的不同降深S的最佳

疏干量$Q_{最}$，检验它们达到S时所需的时间t，是否满足任务要求，即是否能在两个雨季之间完成疏干任务。如符合需要，预测就算完成；不符合，则还要重复进行，直至所选取的最佳疏干量满足任务要求的S与t时为止。

从图14—8取$S=90m$，则$Q_{井}$为$20000m^3/d$；从图14—7求得$t=200d$；可行性检验：200<210d，故符合技术要求。

继之，求雨季最大疏干量Q_{max}。

雨季地下水位上升，如以t表示雨季的时段长，以S表示水位上升幅度，为保证开采水平（中段）的正常生产，必须将雨季（特别是丰水年雨季）抬高的水头S降下去。因此，雨季的最大疏干量应为开采水平正常疏干量（即正常涌水量）Q，亦即在前面所确定的最佳疏干量，再加雨季t时段抬高S所增加的疏干量，称疏干增量。则：

$$Q_{max}=Q_{最}+Q_{雨增}$$

上述Q_{max}计算，关键是雨季t及其时段内地下水位上升幅度的确定。一般按动态观测资料给出抬高S的平均值，较为可靠。将所得t、S代入前面所列公式，则可计算出雨季增加的疏干量$Q_{雨增}$。

§3 运用数值法预测矿坑涌水量

数值法的原理、计算的步骤与方法，诸如怎样建立数值法需要的水文地质概化模型及数学模型并从空间及时间上离散，如何校正数学模型及验证数学模型以及用模型模拟预报地下水流场状态及进行地下水资源评价等，都已在第二篇中作过介绍。所介绍的内容同样适用于矿坑涌水量预测，本节仅就涌水量预测中应用数值法的特点和解决的问题作些说明，然后介绍两个预测实例。

一、应用数值法预测矿坑涌水量的特点

(1) 矿床疏干的面积与疏干降深远较供水井大得多。矿床疏干与供水不同，由于其水位降深大，疏干范围广，不仅影响到的含水层复杂多变，还会使地下水的流场状态、边界位置与性质等发生较大的改变。虽然这些条件变化用数值法可以解决，但这些变化多是勘探阶段难于查清的。这就给涌水量预测增加了困难。因此，要求在勘探中应对大面积和大降深疏干可能引发的问题予以充分研究。

(2) 在已知采矿方案（疏干工程内边界）时，预测疏干流场外边界的变化规律对预测涌水量非常重要。数值法能真实地模拟边界的复杂几何形态和较好地描述边界的性质和水力特征。如对外边界判断失误，则会使预测的矿坑涌水量值严重失真。因此，对各种边界都要进行水文地质论证，必须严格控制边界地下水位变化值和论证区域补给量。

(3) 数值法摆脱了解析法求微分方程时的种种理想化要求。它能真实地刻划水文地质（概化）模型的各种特征，能够解算诸如含水层形状不规则、含水层非均质性差异大、多井干扰排水、各矿井疏干水平不同和各矿井拓时间各异等复杂条件下的矿坑涌水量。

(4) 用数值法可解决求参困难的问题。可用已知某时段的水头值反求参数T、μ^*等值，称反演计算。

(5) 正确地认识与概化矿区水文地质条件仍是重要的。同解析法一样，数值法也要求正确地简化各种具体条件，使其主要方面能在数学模型中表达出来，这是基础工作。如将

条件认识错了，数值法计算结果也必然是错误的。

从上述各点可以看出，用数值法预测矿坑涌水量较用解析法有明显的优点；如运用得当，定能获得满意的结果。

二、数值法预测可解决的问题

（1）可反求水文地质参数、验证边界条件和进行水文地质概化模型的识别。实践证实，用数值法反求参数也需要考虑地质条件，并应有一定数量的实测值作依据。因为数值法要求的是分布参数系统，需要点与面上都有该参数分布，所以调查时应取得该参数的位置，并应照顾到点与面，而已往的勘探工作难于作到这点。通过流量和水位拟合的反复进行，不仅能求得较真实地有关参数值，同时也可对边界条件进行验证和提高水文地质模型的概化精度。

（2）可预测矿坑涌水量。可预测开采期内各种水文地质条件、各种开采条件及各种设计降深条件下的各类井巷的涌水量和最大涌水量。通常是在求得参数后，将疏干井巷以定水头Ⅰ类边界处理，并依据外边界条件求得相应疏干条件下的流场，最后输出预测井巷的涌水量、水位和时间。还可预测最大涌水量，即先根据地下水动态分析，求出雨季地下水位回升速度。然后计算时，疏干巷道仍以Ⅰ类定水头边界处理，在稳定流场基础上，按雨季地下水位回升速度给出边界及节点水头，即可求出雨季末期或水位回升速度最大时期、某种疏干井巷的预测最大涌水量。

（3）模拟不同疏干方案地下水疏干过程，预报疏干地下水位的空间分布及选择最佳疏干方案，预报最佳（有效）疏干量。因为有效疏干量是在对应疏干时间内完成的，又是和具体疏干工程结合的排水数量，人为因素影响颇大。因此，它与矿坑涌水量的概念有所区别，但又多以矿坑涌水量预测值为依据。计算时，需通过每个疏干方案的一组疏干时间及其相对应的疏干水量数据，进行技术经济条件对比分析，作出选择。有效疏干量可用下述方法计算：

（a）插值法：计算时，先根据已知设计开采水平的水位降深给出不同的疏干量（Q_1、Q_2……Q_n），求得相应的疏干时间（t_1、t_2……t_n），作出该水平的疏干量$Q_s=f(t_s)$曲线，作为优选有效疏干量的依据。

（b）自选法：给出疏干水量初值及其递增率，由计算机自动按规定的疏干水平和疏干时间进行计算。当不能在规定时间内达到疏降要求时，计算机则自动按水量递增率增加疏干水量，重复计算，直至达到规定要求为止。这时的疏干水量，即为最佳的有效疏干量。

上述两种方法均是在给定疏干量的条件下进行的，因而疏干工程均按Ⅱ类流量内边界处理。最后输出疏干时间、疏干量和节点水位。

（4）用数值法预测矿坑涌水量时，还可反映出预报区在疏干条件下各种水文地质条件的变化、疏干对天然排泄点和供水源地水量的袭夺，并作出相应的预报。

下面通过两个实例，具体说明运用数值法预测矿坑涌水量的过程。

三、实例

（一）斗笠山煤矿涌水量预测[1]

---

[1] 据第二篇参考文献〔19〕和朱学愚等：湖南斗笠山煤矿裂隙岩溶水涌水量的计算，《中国岩溶》，1983年，第2期。

该矿位于娄底市，地下水盆地面积约为123km^2，栖霞组李子塘段泥岩构成天然隔水边界。含煤面积约68km^2，煤层系二叠系上统龙潭组。主要充水层（计算对象）为二叠系下统茅口组与栖霞组上部裂隙岩溶含水层，含水丰富，并构煤系的直接底板。向斜两侧－800m处为隔水底边界。煤系和上覆地层含水性微弱。矿区常年湿润多雨，多年平均降雨量为1378mm；降水是地下水的主要补给来源。该矿利用疏干巷道排水降压方式进行生产。矿井涌水动态曲线显示出：涌水量的大小取决于降水量，而与巷道积长、回采面积和开采水平加深无明显关系。1980年时，三对有水力联系的矿井（香花台井－100m、黄港井－95m、湖坪井－100m）将于1981—1985年分别延深至－300m、－240m、－200m，急需预报1983—1985年延深各矿井的涌水量。

计算区的形状很不规则，含水层为非均质，地下水部分是潜水，部分是承压水，部分有河水渗入补给，各疏干巷道间存在着水力联系，巷道延深的水平和时间均不相同。如此复杂的条件，可用有限元法作预测。

用有限元法计算，可分两步：第一步，据现有巷道的涌水量和观测孔水位拟合，反求参数；第二步，进行巷道延深时的涌水量预测。

该矿的地下水运动基本上符合达西线性渗透定律，且裂隙岩溶含水层具有双重介质的特点，渗流方程中有滞后项。研究表明，在长期排水中，滞后效应影响很小，可忽略不计，可近似地采用二维多孔介质渗流方程：

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T\frac{\partial H}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T\frac{\partial H}{\partial y}\right)+W=S_T\frac{\partial H}{\partial t}$$

$$T=\begin{cases}T(\text{承压水})\\K(H-B)(\text{无压水})\end{cases};S_T=\begin{cases}S(\text{承压区})\\\mu(\text{无压区})\end{cases}$$

式中：T——导水系数；

K——渗透系数；

B——含水层底板标高；

S——储水系数；

μ——给水度；

W——补给区单位面积上单位时间的补给量（非补给区为零）；

H——含水层水头。

在计算区东面有两个、西面有一个第Ⅰ类边界，取该处不受矿山排水影响的泉水和观测孔的水位作已知水位。其余方向都是隔水边界。内部疏干巷道也作为Ⅰ类边界。在地下水的补给区划分出5个入渗区，由逐步回归分析给出入渗补绘系数初值，见图14—9①至⑤。

据地质构造、岩溶发育程度和抽水试验资料，将计算域分成14个非均质区、247个节点，剖分成429个单元。

1. 反求参数

拟合时间从1980年1月1日至1981年12月31日，分两个阶段（前24个时段，后26个时段）。因老矿区有系统的流量观测资料，故采用以流量为主、水位为副的全线拟合方法。拟合的结果良好。各井的计算最大流量值与实测最大流量值相比较，有半数的拟合相对误差在2.5%以下。虽香花台东大巷误差较大，但绝对误差最大者才＋43m^3/h，对总流量影响

不大。

根据拟合结果，反求出各区岩层的参数：导水系数T、给水度μ和贮水系数S（数值略）。

2. 矿井涌水量预报

据香花台－300m 巷道 1981 年突水资料，建立了每天的水位降幅和日平均降水量之间的回归方程：$\Delta S=0.763-0.11W$。式中，ΔS 为疏干时每天的水位降幅；W 为日平均降水量。线性相关系数为－0.803。当显著性水平 $d=0.01$ 时，相关关系是显著的。据此算出疏干时日水位降幅及巷道上方的第 I 类边界水位，然后计算出涌水量。

降水量丰水年取 1600mm，常水年取 1300mm。预报了连续三年的丰水年和常水年各疏干巷道的涌水量。现将部分矿井的最大涌水量预测结果，列入表 14－2。

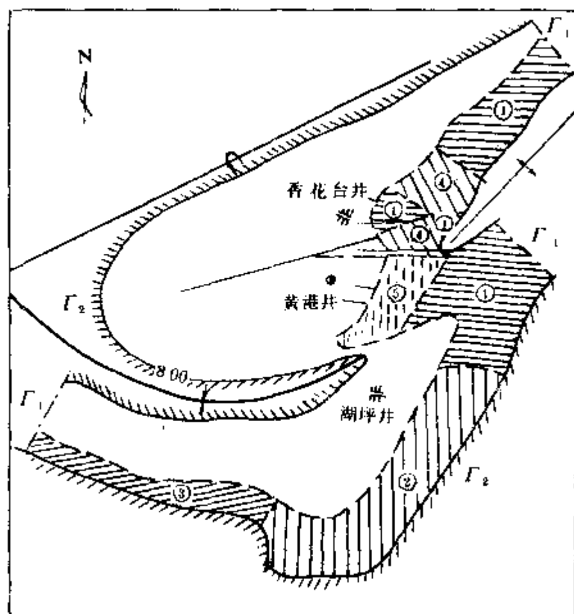


图 14—9　综合人渗分区示意图

表 14－2　预测的最大涌水量表　　单位：m³/h

矿　　井	1983 年		1984 年		1985 年	
	常水年	丰水年	常水年	丰水年	常水年	丰水年
香花台井－300m 巷道	2302.0	2559.6	2133.5	2373.0	2223.3	2459.3
湖坪井－200m 巷道			2026.0	2217.4	2486.6	3174.1

预测结果的可靠性验证：时间取 1982 年 1—6 月（共 14 个时段），用实际降水量，将部分井巷的预报流量过程线和实测流量过程线相对比，两者是比较接近的。误差值：香花台井－300m 绝对误差 18.0m³/h，相对误差－0.66%；湖坪井－100m 绝对误差 58.1m³/h，相对误差－3.19%。全线拟合误差比反求参数时为大，但绝大多数不超过 15%，仍能满足要求。预测中虽存在某些问题，但预报的矿坑涌水量基本上是可信的。

（二）马坑铁矿矿坑涌水量预测❶

该矿位于龙岩盆地南部，气候温暖多雨，年降水量为 1600—2000mm。区内船山—栖霞灰岩为矿区主要含水层，其余均视为相对隔水层或弱透水层。矿区西、南、东三面被花岗岩体包围，受多条断层切割，构成与外围相对隔水层或弱透水层相接触的小型断陷盆地。矿区内断层 F_{20}阻水，F_2、F_{10}、F_{11}为透水断层。船山—栖霞含水层、空间形态极为复杂，倾伏于隔水层之下，地下水由无压转为承压。岩溶十分发育，平均岩溶率为 5.46%，溶洞充填

❶ 据薛禹群、张幼宽等：双重介质渗流模型及其里兹有限元解在矿坑涌水量预测中的应用，《水文地质工程地质》，1984 年，2 期。

率平均达88.08%。地下岩溶以溶洞为主，各种微溶蚀现象繁多，不同地段岩溶差异显著。灰岩含水层中地下水相互有水力联系，具统一水面；在东部接受降水补给，东南界外的裂隙水有侧向补给。在矿区中、西部，地下水以泉等形式分散溢出地表，排入河溪，少量流入区外灰岩含水层。

于1980年雨季和1981年旱季，曾做过两次大型群孔放水试验。结果表明：较大的溶蚀裂隙及串通的溶洞是地下水流动的主要通道；小型空隙（个体小，总容量大）是主要的蓄水空间。可见，矿区的裂隙-岩溶含水层具双重介质特性，地下水运动具裂隙流特征，且符合达西定律。旱季放水试验流量过程半对数线亦证实了此点。

据上述条件，作者导出了描述二维裂隙-岩溶含水层中裂隙流的基本微分方程，附加特定的初始和边界条件，便组成了反求参数的数学模型：

$$
(\mathrm{I})\begin{cases}
\dfrac{\partial}{\partial x}\left(T\dfrac{\partial H}{\partial x}\right)+\dfrac{\partial}{\partial y}\left(T\dfrac{\partial H}{\partial y}\right)+W=F & t\geqslant 0,(x,y)\in D\\
H(x,y,t)=H_0(x,y) & t=0,(x,y)\in D\\
H(x,y,t)=\varphi(x,y,t) & t>0,(x,y)\in \Gamma_1\\
T\dfrac{\partial H}{\partial n}=-\dfrac{Q}{2\pi r_W} & t>0,(x,y)\in \Gamma_W
\end{cases}
$$

式中：

$$
T=\begin{cases}Km\\ Kh\end{cases};
$$

$$
F=\begin{cases}
S\dfrac{\partial H}{\partial t}+S^p\gamma\displaystyle\int_0^t e^{-\gamma(t-\tau)}\dfrac{\partial H}{\partial \tau}d\tau & \text{（在承压区）}\\
S\dfrac{\partial H}{\partial t}+(S^p+S_y)\alpha\displaystyle\int_0^t e^{-\alpha(t-\tau)}\cdot\dfrac{\partial H}{\partial \tau}d\tau & \text{（在无压区）}
\end{cases}
$$

式中，W 为单位面积含水层在单位时间内获得的垂直补给量；S 和 S^p 分别为裂隙和孔隙的贮水系数；γ 和 α 为承压和无压水迁移系数；S_y 为给水度。其余符号同一般数值法符号。

反求水文地质参数：分矿区求参和区域求参两步进行，有关资料列入表14—3中，最后使用试估-校正和单纯形法优选出各参数（表14—3末项，数值过多者略）。

表14—3

拟合求参	拟合时间	计算面积（km²）	剖分单元（个）	节点（个）	非均质区（个）	时段（个）	平均相对拟合误差（%）	求得参数
矿区求参（据旱季放水）	1980.12.20—1981.3.4	2.13	449	251	10	57	1.58	T、K、γ、α、 S^p：4.02×10^{-3}； S：2.3×10^{-4}
区域求参（据雨季放水）	1981	15.27	813	434	16		3.77	a（降水入渗系数） 0.1—1.5—0.2

矿坑涌水量预测：矿床疏干，一般分定流量疏干和定水头疏干两个阶段。首先，据水文地质条件和疏干孔布局，确定各疏干水平的总疏干水量，并将其分配到各疏干孔上，把疏干孔壁作为已知流量的第Ⅱ类边界，进行定流量阶段的疏干模拟。其次，当各疏干孔水头均降至计算水平后，变疏干孔壁为第Ⅰ类定水头边界，进行定水头阶段的疏干模拟，直

至水头相对稳定，计算出的稳定条件下的矿坑涌水量即为平水年平均稳定矿坑涌水量。再次，计算出30a一遇丰水年之雨季平均矿坑涌水量，复计算出30a一遇特大暴雨（日降雨量322mm，持续3d）矿坑涌水量。预测结果见表14—4。

表14—4

疏干水平标高 (m)	疏干流量 (m^3/d)	疏干时间 (d)	平水年年平均稳定矿坑涌水量 (m^3/d)	30a一遇丰水年雨季平均矿坑涌水量 (m^3/d)	30a一遇特大暴雨矿坑涌水量 (m^3/d)
470	4250	109	2519	4134	11600
	5150	25			
370	7729	382	6211	6765	11753
	10229	114			
100	37026	412	19362	20662	32677
	51576	292			

§4 Q—S曲线外推预测法

通过地质调查或从已开采矿区得到有关的长期观测资料，运用数理统计方法求得疏干中地下水系统某些变量之间的关系，建立一个变量与另个（或几个）变量间的数学关系式，并对该变量进行外推，以达到预测矿坑涌水量的目的。

一、应用条件

Q—S曲线外推法，就是按观测的生产矿坑涌水量（或新矿区勘探时的抽、放水水量）（Q）与水位降深（S）之间的函数关系，建立Q—S曲线方程，外推未来疏干降深水位时的涌水量。如系利用勘探时抽、放水试验资料建立Q—S曲线方程，则要求进行三次以上水位降低的抽、放水试验，还要求抽、放水试验的条件能尽量地接近未来的开采条件。

实际上，抽（放）水中Q—S关系极为复杂，且与下列因素有关。

（1）矿床水文地质条件的影响：如含水层规模、补给难易、边界条件等的差别，使Q—S曲线类型各异。这已经在第一篇中（见图5—4及图5—5）作过介绍。当利用异地抽（放）水资料预测时，则要求预测地段与抽放水试验地点的水文地质条件基本相似。

（2）抽（放）水时水位降深的大小对外推精确程度影响极大。随水位降深加大，含水层的水力特性发生变化、水流阻力加大，地下水流将由层流转化为紊流，由二维流转变为三维流，使Q—S曲线类型发生变化，从而使预测的误差加大。允许外推的范围，一般认为不超过抽放水试验最大降深的2—3倍。

（3）抽水井的结构和抽水时间的影响：已在第一篇中作过介绍。当用抽水试验资料的Q—S曲线进行矿井涌水量预测时，既要考虑到抽水试验井与采矿井巷的区别，又要考虑到抽水时间短、难于反映矿山排水时的边界的事实。要求的抽水试验时间越长，误差越小。

此法的优点在于，避开了求取各种水文地质参数，计算简便。因此，它适用于水文地质条件复杂，且难于取得有关参数的矿区。

二、计算方法和步骤

第一步：建立各种类型 $Q—S$ 曲线方程。

$Q—S$ 曲线的类型，可归纳为4种（见图5—4）。对每一类型，均可建立一个相应的数学方程：

Ⅰ：直线型　$Q=qS$

Ⅱ：抛物线型　$S=qQ+bQ^2$

　　用 Q 除之，则得　$S_0=a+bQ$

Ⅲ：幂曲线型　$Q=a\sqrt[b]{S}$

　　取对数，则得　$\lg Q=\lg a+\frac{1}{b}\lg S$

Ⅳ：对数曲线型　$Q=a+b\lg S$

第二步：鉴别 $Q—S$ 曲线类型。

（1）伸直法：将曲线方程以直线关系式表示，以关系式中两个相对应的变量建立坐标系，把从抽水试验（或开采井巷排水）取得的涌水量和对应的水位降深资料，放到表征各直线关系式的不同直角坐标中去，进行伸直判别。如其在哪种类型直角坐标中伸直了，则表明抽水（排水）结果符合哪种 $Q—S$ 曲线类型。如其在 $Q—\lg S$ 直角坐标伸直了，则表明 $Q—S$ 关系符合对数曲线。余者同理类推。

（2）曲度法：用曲度 n 值进行鉴别，其形式如下：

$$n=\frac{\lg S_2-\lg S_1}{\lg Q_2-\lg Q_1}$$

式中，Q 与 S 分别为同次抽水的水量和水位降。

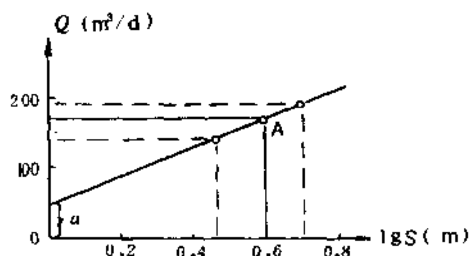


图14—10　$Q=f(\lg S)$ 曲线

当 $n=1$ 时，为直线；$1<n<2$ 时，为幂曲线；$n=2$ 时，为抛物线；$n>2$ 时，为对数曲线。如果 $n<1$，则抽水资料有误。

第三步：确定方程参数 a、b，外推预计降深时的涌水量。方法有二：

（1）图解法：利用相应类型的直角坐标系图解进行测定。参数 a 是各直角坐标系图解中直线在纵坐标上的截距长度；参数 b 是各直角坐标系图解中直线对水平倾角的正切。如图14—10，为 $Q=f(\lg S)$ 曲线，从图中求得 $a=50$；为求 b 值，在直线上取A点，得 $\lg S_A=0.6$，$Q_A=170$，则：

$$b=\frac{Q_A-a}{\lg S_A}=\frac{170-50}{0.6}=200$$

（2）最小二乘法：当精度要求较高时，通常用最小二乘法获取参数 a、b，公式如下：

抛物线方程：

$$\left.\begin{aligned}b&=\frac{N\Sigma S-\Sigma S\Sigma Q}{N\Sigma Q^2-(\Sigma Q)^2}\\a&=\frac{\Sigma S-b\Sigma Q}{N}\end{aligned}\right\}$$

幂曲线方程：

$$\left.\begin{aligned}b&=\frac{N\Sigma\lg Q\lg S-\Sigma\lg Q\Sigma\lg S}{N\Sigma\ (\lg S)^2-\ (\Sigma\lg S)^2}\\ \lg a&=\frac{\Sigma\lg Q-b\Sigma\lg S}{N}\end{aligned}\right\}$$

对数曲线方程：

$$\left.\begin{aligned}b&=\frac{N\Sigma Q\lg S-\Sigma Q\Sigma\lg S}{N\Sigma\ (\lg S)^2-\ (\Sigma\lg S)^2}\\ a&=\frac{\Sigma Q-b\Sigma\lg S}{N}\end{aligned}\right\}$$

式中：N 为降深次数。

直线方程：q 为单位降深涌水量，可据抽（放）水最大降深资料 $q=Q_{大}/S_{大}$ 求得。

求出有关的方程参数后，将它和疏干设计水位降深（S）值代入原方程式，即可求得预测涌水量。

第四步：换算井径。

当用抽水试验资料时，因钻孔孔径远比开采井筒直径小，为消除井径对涌水量的影响，需换算井径。

地下水呈层流时：　$Q_{井}=Q_{孔}\cdot\left(\dfrac{\lg R_{孔}-\lg r_{孔}}{\lg R_{井}-\lg r_{井}}\right)$

地下水呈紊流时：　$Q_{井}=Q_{孔}\sqrt{\dfrac{r_{井}}{r_{孔}}}$

井径对涌水量的影响，一般认为比对数关系大，比平方根关系小。

如广东某金属矿区，曾用Q—S 曲线法预测＋50m 水平的涌水量为 14450m^3/d，与巷道放水外推的数值（14000m^3/d）接近，而用解析法预测的结果（12608m^3/d）则偏小 12％。

叶花香铜矿[16]，于 1970 年 5 月提交地质勘探报告。1970 年起试验生产，在－110m 中段接触带中掘进时，发生两次大突水（最大突水量为 2600m^3/h），淹井，大量泥沙溃入巷道，地面产生塌陷和裂缝，河水灌入井下。报告书中对茅口灰岩为矿井主要充水层，接触带中等富水，岩浆岩和志留系砂页岩为隔水层，大冶湖水充水可能性极小及岩溶发育规律等的阐述，经检验，都基本正确。

勘探报告中，据矿坑实际排水量和水位降深资料，采用Q—S 曲线法和比拟法进行涌水量预测。用Q—S 曲线法时求得了两套 a、b、$\lg q_0$、$1/m$ 系数值；采用抛物线 $S=aQ+bQ^2$ 和指数曲线 $\lg Q=\lg q_0+\frac{1}{m}\lg S$ 两个方程对四个中段的涌水量作了预测，并建议采用前式为好。

验证时，为便于对比，采用表 14—5 中不同降深的三个时间段的实际排水量和水位降深值资料，按原预测时所用的参数和抛物线型公式重新预测。预测结果和实际排水量列入表 14—5 中。

从表中看出，预测的涌水量比实测排水量偏小 10.60％—31.70％，且随降深增加，差值愈大。这是由于 1970 年的大突水所致，河水沿塌陷灌入矿井，导致实际涌水量增大。此外，勘探时对一号河水补给、区域地下水来源、断层水的影响、矿区边界和地面变形预测等都认识不足。

表 14—5

计算方法	不同降深的水量								
	52.45m			73.33m			99.47m		
	水量 (m^3/d)		误差 (%)	水量 (m^3/d)		误差 (%)	水量 (m^3/d)		误差 (%)
	计算	实际		计算	实际		计算	实际	
第一套参数公式	15145	16937	−10.60	18223	23644	−22.90	21514	31155	−31.00
第二套参数公式	14840		−12.40	18093		−23.50	21582		−30.70

§5　相关外推预测法

相关分析的基本原理和计算方法，以及用于地下水资源评价等，已在第二篇中作过介绍。这里仅通过实例就利用相关外推法预测矿坑涌水量作某些介绍。

相关分析，亦是从系列的矿山水文地质长观资料中找出涌水量与影响因素之间的相关关系，并依据这种关系外推预测未来矿山井巷涌水量的一种方法。据经验，在矿坑涌水量预测中，多元复相关远比单相关的效果明显。

据研究，相关分析法适用于下述条件，结果是很准确的：①含水层富水性较弱，抽水降深很大而外推范围较小的矿区；②老矿区，用上水平排水统计资料推算下水平的涌水量。

一、利用勘探阶段抽水试验资料外推预测

在这种情况下，可以利用大型孔群抽水试验成果，通过数理统计方法建立抽水量 Q 依水位降深 S 和井径 r 的回归方程，推算未来开采水平（或开采地段）的涌水量。如沙洋矿区，利用群孔抽水试验成果建立了三元复相关曲线型回归（经验）方程：

$$Q = qr^{\frac{1}{n}}S^{\frac{1}{m}}$$

式中，涌水量（Q）与井径（r）、水位降深（S）呈幂函数关系。若改为对数坐标体系，则可简化为直线型回归方程。

计算时，先据抽水资料（表 14—6）求参数（过程略）；然后，将其代入方程：

$$Q = 11.89r^{\frac{1}{3.8543}}S^{\frac{1}{1.536}}$$

用此式，据矿山未来各设计水平及其面积进行矿坑涌水量预测。预测的矿坑涌水量为 18331m^3/d。疏干时，曾两次测定其总排水量，分别为 29644 和 42311m^3/d，说明预测值偏小达 38.1%—56.6%。偏小的主因，是疏干时产生了大量的地面塌陷，如人工渠发生的一处塌陷导致渠水灌入井巷，使排水量增大 10000—18000m^3/d。若能预估到塌陷和进入水量，则预测结果必更近实际[10]。

表 14—6

S (m) \ r (m) a (L/s)	50.53	54.76	125.50	127.90	150.90	202.20	216.50
34.491	1.147	1.705					
55.168	2.053	2.033	1.567	1.784	1.427	1.393	
69.145	2.984	2.902	2.116	2.474	2.005	1.861	1.308

二、利用矿山观测资料外推预测

可充分考虑矿坑涌水量的增长和各项生产因素间的关系。根据它们之间的密切程度来建立涌水量方程。在原苏联顿巴斯煤矿的某些涌水量预测中，首先，在30个矿井中建立了320个观测点，获得了涌水量（Q_0）与各生产因素（包括矿产量P_0、开采深度H_0、开采面积F_0、生产时间T_0等）之间的相关关系，以及其密切程度，见表14—7。

表14—7

相关系数 γ	$\lg Q_0$	$\lg P_0$	$\lg H_0$	$\lg F_0$	$\lg T_0$
$\lg Q_0$	—	0.664	0.451	0.593	0.175
$\lg P_0$	0.664	—	0.340	0.680	0.323
$\lg H_0$	0.451	0.340	—	0.559	0.523
$\lg F_0$	0.593	0.680	0.559	—	0.778
$\lg T_0$	0.175	0.323	0.523	0.778	—

根据判别得知，生产时间T_0对Q_0的影响不大（相关系数为0.175）。用多元复相关计算，求得四元复相关曲线回归方程：

$$Q_0 = 0.72P_0^{0.51}H_0^{0.24}F_0^{0.11}$$

其复相关系数：$\gamma=0.706$。在此基础上建立了比拟公式：

$$Q = Q_0\left(\frac{P}{P_0}\right)^{0.51}\left(\frac{H}{H_0}\right)^{0.24}\left(\frac{F}{F_0}\right)^{0.11}$$

预测结果与传统的单位涌水量法相比，使误差减少1.4倍（式中P、H、F为设计值）。

应指出，使用相关法时，应重视原始数据的选择，要求参与相关计算的子样必须具备：①一致性，要求与预测时的条件相一致；②独立性，所有子样应互不影响或影响甚微，能反映涌水量与影响因素的真实关系；③代表性，子样的系列时间愈长，其代表性愈好；愈短，则代表性愈差。

§6 水均衡预测法

一、原理及应用条件

一些位于分水岭地段的裸露型充水矿床，主要受大气降水补给，矿区水文地质特征主要表现为：含水层厚度一般较薄且水位埋藏深、变幅大、升降迅速；地层透水能力强，蓄水能力弱；抽水试验条件困难，常无效果；地下水动态与降雨直接相关；补给区主要在矿区范围附近，以垂向补给为主；矿区地下水与区域地下水很少发生水力联系，无侧向补给。

上述特征说明，此类矿区难于使用解析法等预测矿坑涌水量，最适于采用非渗流模型水均衡方程进行预测。水均衡方程是据水均衡原理，在查明矿床开采时的各项水收入、水支出之间的关系的基础上建立起来的。此方法要求勘探工作与之相适应，加强均衡研究，提高各均衡项的确定精度，以保证预测结果的可靠性。

此法的首要工作是建立地下水与降水的长期观测站，形成包括由钻孔、矿区巷巷、采空区、老空、代表性泉与地下暗河、有意义的地表汇水区等组成的长期观测网。在圈定均

衡域、选定均衡期及确定均衡项时遇到的困难，是所建立的天然均衡关系在开采中会遭到强烈破坏，而破坏的具体情况又难于预测。如因强烈疏干使地下水运动的速度和水力坡度增大或因漏斗范围内产生地面塌陷、裂缝，都会极大地促使降水渗入。随漏斗的扩展，也常导致地下分水岭外移，扩大补给面积或有新补给源渗入等。这就提醒人们，水均衡项的建立和确定，需要充分预测到开采条件的影响，以提高涌水量的预测精度。

因为水均衡法可以预测出疏干期矿山井巷获得的最大补给量，所以此法还能作为验证其他方法预测结果准确程度的依据。

除分水岭地段外，对处于独立水文地质单元的矿床和露天采场，亦适用水均衡法进行矿坑涌水量预测。

二、实例

1. 分水岭地段裸露型充水矿床最大涌水量的预测

湖南某铁矿位于当地侵蚀基准面以上裸露的山岭斜坡上，矿层顶板主要充水层为强岩溶化的上泥盆系马牯脑灰岩。矿区具分水岭裸露充水矿床的各项基本特征，开采条件下的水均衡关系极为简单，适用水均衡法预测其单位时间内的矿坑最大涌水量（Q_{max}）。它取决于均衡域或补给区面积（F）范围内雨季峰期时间（T）的降雨补给强度（q_0），即：

$$Q = F \cdot q_0$$

q_0 可以用峰期旋回降雨量（X）乘上地下径流系数（f）和峰期系数（φ），除以（T）表示：

$$q_0 = \frac{X \cdot f \cdot \varphi}{T}$$

φ 为峰期涌水量占旋回涌水量的百分数。预测年或多年雨季矿坑最大涌水量（Q_{max}）的水均衡式可写成：

$$Q_{max} = \frac{F \cdot X \cdot f \cdot \varphi}{T}$$

从效果上分析，如 T 值短或 φ 值大，则算出的 Q_{max} 值也大，因而要正确地取 T 值。该矿利用上式预测出的矿区多年和年的最大涌水量，都比较符合实际情况。根据相邻矿区的资料，多年最大涌水量大致出现在旋回降雨量（X）不低于 80mm、降雨高峰的暴雨强度达 40mm/h 以上的情况。据资料，年最大涌水量，在暴雨强度的高峰达到 20mm/h，且旋回降雨量（X）达 40mm 时就将出现。该矿区北区段最大涌水量的计算成果，列入表 14—8。

表 14—8

区　段	$F(m^2)$	涌水量类型	X(mm)	f(%)	φ(%)	T(h)	$Q_{max}(m^3/h)$
北	864656	多　年	100	35.80	21.00	4	1610
		年	60				966

模型采用的是集中参数系统，故应以宏观方法求取方程参数。如上面的 f 和 φ 就是以通过境内有代表性的灰岩下降泉及冲沟汇水性等观测资料求取的。据经验，小范围小流域观测，常常是不可取的。

2. 暗河型充水矿床最大涌水量的预测

湖南某多金属矿，位于湘江和珠江流域分水岭地段的大型溶蚀洼地分布区。矿体赋存

于上泥盆系灰岩及泥灰岩中。境内地下暗河、漏斗、落水洞等发育。暗河分布在当地侵蚀基准面（455m 标高）以上的 550m、535m、480m 三个高程上，构成矿床充水的主要通道，为高位暗河顶板直接充水的矿床。

（1）矿床充水的主要特点：在枯水期与平水期，暗河排泄地下水，具明渠流特点；在洪水期，暗河则补给地下水，具管道流特征；暗河水动态受降水量和降水强度影响；矿坑涌水量以瞬时涌水为主，雨后数小时矿坑水暴涨暴落；矿坑涌水强度与暗河的汇水面积、降水强度及连通性有关。

（2）水均衡法的应用：据上述特点，建立如下 Q_{max} 预测公式：

$$Q_{max} = F \cdot A \cdot f \cdot \varphi$$

式中：F——暗河汇水面积；

A——暴雨强度；

f——地下径流系数；

φ——暗河充水系数，为暗河灌入矿井流量（$Q_{充}$）与暗河流量（$Q_{暗}$）的比值（即 $\varphi = \frac{Q_{充}}{Q_{暗}}$），可根据老窑或生产矿井涌水量观测资料分析确定，也可通过暗河储存量的测定，结合对充水条件的分析得到，其公式为：

$$\varphi = \frac{Q_{进} - Q_{出}}{Q_{进}}$$

式中：$Q_{进}$——暗河进口处流量；

$Q_{出}$——暗河出口处流量。

运用上式计算出该矿多年（10—20a 出现一次）和年最大涌水量，见表 14—9。

表 14—9

F (m^2)	涌水量类型	A (mm/h)	f (%)	φ (%)	Q_{max} (m^3/h)
922500	多　年	80	90	50	33000
	年	45			18700

此外，水均衡法还常用于封闭集水盆地中露天采矿场的矿坑涌水量预测。这类矿区未来采矿场内单位时间进入的水量主要由两部分组成，即由采矿场及疏干漏斗体内消耗的储存量（Q_1）和采矿场内降水量在集水面积内（不包括采矿场面积）的降水渗入补给量（Q_2）组成。采矿场疏干条件下的总均衡式为：

$$Q_{总} = Q_1 + Q_2$$

水均衡预测法是比较准确的，所发生的误差主要决定于水均衡项建立得是否合乎矿区实际和各项计算参数测定得是否精确。

§7　水文地质比拟预测法

此类方法是以相似比拟理论为基础建立起来的。因此，首要的是要求比拟地段的水文地质条件与预测地段的水文地质条件相似。在此基础上，才能用已知的相似水文地质条件

的生产矿区的地下水和开采资料，预测相似水文地质条件的新勘探矿区的涌水量。

由于水文地质条件完全相似的矿区是少见的，再加上开采条件的差异，故它只是一种近似计算方法。但从国内外经验看，只要比拟关系式建立得合于客观规律，尚不失为一种较准确的方法，应予以足够重视。

此方法最适用于已采矿区深部水平和外围矿段的涌水量预测，也可用于具相似条件的新矿区。

水文地质比拟法，一般是在整理生产矿井排水和某些开采资料的基础上，求得某些真实的矿井水文地质指标，并作为比拟因子，进行预测的。

1. 富水系数比拟法

此法系根据矿坑涌水量随开采矿量的增长而增大的规律建立的。富水系数是一定时期内从矿井排出的总水量（Q_0）与同期内的开采矿量（P_0）之比，以 k_P 表示：

$$k_P = \frac{Q_0}{P_0}$$

预测时将生产矿井的 k_P 值乘以同时期新矿井的设计开采量 P，即得设计井涌水量 Q：

$$Q = k_P \cdot P$$

不同矿山的 k_P 值变化范围很大，小者可接近零，大者达 113，如煤炭坝矿。它不仅取决于矿区的自然条件，还与开采条件有关；在高速开掘的矿山中，k_P 值可显著变小。故采用此法时，还要求两矿区的开采条件相似。为排除生产条件的影响，人们对该法作了修正，提出了：采空面积 F_0（富水系数 $k_F=Q_0/F_0$）、采掘长度 L_0（富水系数 $k_L=Q_0/L_0$）；采空体积 V_0（富水系数 $k_V=Q_0/V_0$）等新比拟因子。预测时，一般可以上述各富水系数的综合平均值为比拟依据。

2. 单位涌水量比拟法

疏干面积（F_0）和水位降（S_0）通常是矿井涌水量（Q_0）增大的两个主要因素。据相似矿井有关资料求得的单位涌水量平均值（q_0），常作为预测新矿井在某个 F 和 S 条件下涌水量的依据。单位涌水量是根据地下水符合层流状态和裘布依方程给出的：

$$q_0 = \frac{Q_0}{F_0 S_0}$$

比拟式则为：

$$Q = q_0 FS = Q_0\left(\frac{FS}{F_0 S_0}\right)$$

当地下水符合紊流状态时，则以哲才 克拉斯诺波里斯基公式计算：

$$q_0 = \frac{Q_0}{F_0\sqrt{S_0}}$$

比拟式为：

$$Q = q_0 F\sqrt{S} = Q_0\frac{F}{F_0}\sqrt{\frac{S}{S_0}}$$

预测所选公式常据经验，取涌水量与水位降深或开采面积等成线性关系，故常使预测结果偏大。如辽宁某矿，按地质岩性选用紊流公式预测，较实际排水量偏大 250%。为克服此缺点，许多矿区均根据矿井涌水量随生产条件变化的实际增长规律，建立适合本矿条件的比拟公式，取得了较好的效果。如湘中某二叠系煤田的陡倾斜矿山，据分析发现，其 Q_0

的增长主要与 S_0、L_0 及大气降水补给量三个因素密切相关。该矿先用旱季排水资料，分别在 S_0 和 L_0 互不影响的条件下，按 $Q—S$ 曲线法原理，对 $Q_0=f\ (S_0)$ 和 $Q_0=f\ (L_0)$ 曲线类型作判别；其次求得 Q_0 的增长与 S_0 的 $1/m$ 幂成正比，与 L_0 的 $1/n$ 幂成正比例。据此建立了旱季总比拟式：

$$Q_{旱} = Q_0 \sqrt[m]{\frac{S}{S_0}} \sqrt[n]{\frac{L}{L_0}}$$

式中的 m、n 为指数，可据该矿井的水文地质条件和开采条件，用最小二乘法求得。

最后，以雨季增长系数 k_0（k_0 随采深变化）表示降雨补给的影响，建立雨季涌水量的比拟公式：

$$Q_{雨} = k_0 Q_{旱}$$

根据矿山回访调查得知，预测误差＜30%。

3. 某些矿山使用比拟法预测结果的误差分析

现将六个矿区 12 次用比拟法预测的涌水量与后期实际涌水量的对比与误差分析的资料，列于表 14—10 中。

表 14—10　水文地质比拟预测法误差比较表[16]

矿　区	比拟式	预测水平或水位降深(m)	预测涌水量(m^3/d)		实测涌水量(m^3/d)			误差(m^3/d)		误差率(%)	
			经常	最大	经常	最大	特大	经常	最大	经常	最大
松宜矿猴子洞井田	$Q=Q_1\sqrt[n]{\frac{S}{S_1}\sqrt[n]{\frac{F}{F_1}}}$	+50	24907	37706	19000	23800		+5707	+8906	30.0	30.9
		−30	39629	58494	22800	38800	55400	+16829	+24894	73.8	74.1
叶花香铜矿	$Q=Q_1\sqrt{\frac{S}{S_1}}$	S:22.45	14915		16937					−11.9	
		S:73.33	17636		23644					−25.4	
		S:99.47	20539		31155					−34.1	
魏家村石棉矿	$Q=Q_0\sqrt[m]{\frac{FS}{F_0S_0}}$	−200m 以上	17367		18000			−633		−3.64	
渭北澄合煤矿	$Q=q(SF)^{\frac{1}{m}}$	+330 S:49.3	16344		15744			600		3.81	
程潮铁矿	$Q=[Q_1\cdot\frac{S}{S_1}\cdot\sqrt{\frac{F}{F_1}}+(Q_1+Q_2)]$	东区：−150	3303		1437					111	
四营煤矿	$\frac{Q}{A}=\frac{Q_1}{A_1}\sqrt{\frac{S}{S_1}}$	S:148	582.72	2330.83	420.96	713.76		+1617.6	+1617.1	38.43	224.6

注：Q_1（Q_0）、S_1（S_0）、F_1（F_0）、A_1 分别为已知实测的矿坑涌水量、水位降深、开拓或开采面积及沿走向采区长度；Q、S、F、A 分别为预测或设计的矿坑涌水量、水位降深、开拓或开采面积、沿走向采区长度；q 为单位涌水量；程潮矿的（Q_1+Q_2）为用地下水动力学法计算的大理岩水进入巷道的水量。

分析表 14—10 中的 12 次预测，误差小于 25.4% 者 4 次，30%—74.1% 者 6 次；111%—224.6% 者 2 次。预测结果与开采后实际测量结果相比，有的误差相当大，但与其他预测方法相比，多数尚能取得较好的结果。这说明，一个正确的比拟式的建立，只有充分掌握矿

区的水文地质条件与开采条件，积累长观资料，摸清涌水规律，并具有实践经验，才能总结出本矿区正确的比拟式来。

下面介绍狮子山铜矿区应用水文地质比拟法的预测实例[16]。原勘探报告中以西狮子山矿区－39m 中段的实际观测资料（涌水量 Q_0，坑道控制面积 F_0，水位降深 S_0）为依据，建立了比拟式：

$$Q = Q_0 \frac{FS}{F_0 S_0}$$

式中，F、S 为设计值。按此式对东狮子山－39m 和西狮子山－77m 中段的涌水量作了预测，预测值分别为 626.85m³/d 和 414.42m³/d。将东狮子山－39m 和西狮子山－77m 中段全部开拓后，实测涌水量（东－39m 为 306.84m³/d，西－77m 为 234.58m³/d）与预测值相比，预测偏大 320.01m³/d 和 179.84m³/d，误差分别为 104.2%和 76.6%。究其原因，系上式将 Q 与 F、S 间作直线关系处理所致。后来，用西狮子山－39m 中段的实测资料，采用下式：

$$Q = Q_0 \sqrt[n]{\frac{F}{F_0}}$$

预测东狮子山－39m 中段的涌水量为 294.5m³/d。复以西狮子山－77m 中段的实测资料，应用下式：

$$Q = Q_0 \sqrt[4]{\frac{S}{S_0}} \sqrt[4]{\frac{F}{F_0}}$$

预测出－77m 中段的涌水量为 265.6m³/d，与实测比较接近。结果说明，涌水量随开采面积和水位降低的增加，与其呈非直线关系。

将这两次预测结果与实测值相比较，比较接近（表 14－11），误差率仅为 4%—13.2%，比第一次预测结果误差小了许多，且是允许的。

表 14—11

中段	涌水量（m³/d）			误差（%）
	实测	预测	偏差	
东狮子山－39m	306.84	294.5	+12.34	4
西狮子山－77m	234.58	265.6	－31.02	13.2

上面分别介绍了各种矿坑涌水量的预测方法。最后需强调的是，在实际进行某矿区涌水量预测时，希望能应用多种方法进行预测，以便相互验证，择优而用。

第十五章　矿床疏干、矿井突水和矿区环境地质

矿床水文地质调查的核心任务，就是预测矿井涌水量，探讨开采前后矿床水文地质条件的变化规律，为矿床疏干设计、预测突水和保护矿区环境提供资料。在实际工作中，三者是同时进行的（综合评价、设计和施工）。这里分别予以介绍。

§1　矿床疏干防治水简介

为了采矿安全、提高工效和降低成本，采用经济和技术上合理的各种工程措施，对涌入井巷或威胁安全的各种水源进行排除或控制等科学管理的工作，统称为矿床疏干。它包括地表和地下各种防治水、探放水和疏干排水等。

矿床疏干是一项具有引发矛盾性质的工作。采矿上为防止矿井突水，总是希望最彻底或尽量多地排除可能进入井巷和威胁采矿的各种水源，结果必将破坏当地天然水资源平衡，减少供水量和恶化环境。从供水和保护环境出发，则渴望尽可能地提供更多的地水资源和保护天然地质环境不恶化。因此，合理地进行矿床疏干是兼顾采矿、供水和保护地质环境、合理利用矿井水的统畴性工作。

按照不同标准，人们把矿床疏干工作作了各种划分。下面据教学需要，将有关疏干防治水的各种方法，按其主要作用分为三类加以介绍。

一、防水法

指防治降水、地表水与潜水流入矿区的方法，其主要目的在于减少矿井涌水量。

（1）汇集与排除矿区范围内降水形成的地表径流。方法有：①填堵井下进水通道，汇集矿区内原分布的水体，并排除；②修筑边缘排水沟等地表防、排水工程，以拦截外围流来的降水漫流、地表水和浅部潜水，并引出矿区之外。

（2）矿区内地表水体的处理。可采用：①隔离水体，如修筑水体防渗层、敷设排水管道等；②不允许水体存在时，则采用移河措施。门头沟煤矿，在60年代共修筑防水沟渠4×10^4m。其中，假河床近8000m，主支沟3.2×10^4m，封小窖口200余座，填塌坑和裂缝、建渡槽等工程，共用400×10^4元以上。未修防水工程前的1954年，渗漏率为63%；每降水1cm，矿井涌水量增加$1.89m^3/min$。到1962年，渗漏率下降到14.9%。到1964年，每降水1cm后，井下涌水量仅增加$0.75m^3/min$。凡口铅锌矿[1]，以地表水和降水通过塌坑渗入井巷为主要充水水源。曾采用四种治理措施：①将凡口河改道引入斯溪河，改道长2.1km；②在矿区北部山坡开挖排洪沟，长1.8km，截水排出矿区；③对矿区内原凡口河床进行浆砌加固，减少渗入水；④对地面塌坑进行回填处理。到1984年，与1972年治理前

[1] 王永余：岩溶充水矿床减少矿坑涌水量的一种途径，《水文地质工程地质》，1989年，1期。

相比，疏干漏斗中心水位多下降9.883m，矿井总排水量由$3.92\times10^4m^3/d$减少到$1.21\times10^4m^3/d$，取得了明显的经济效益。

二、疏水法

指对充水水源进行疏干或降压，以确保安全采矿的方法。此法包括预先疏干、并行疏干和探放水。

（1）预先疏干。多用于水文地质条件复杂的大水矿床。分为两种情况：

第一种，当开挖井巷须临时通过强含水层或受高压水威胁的地段时，可从地表打深孔预先疏干局部含水层或降低高压水头至安全值以下。当井巷挖通，并封闭该含水层后，停止疏干，允许原含水层恢复充水或原水压。

第二种，当开采矿床的直接顶底板含水或直接顶底板虽有一定厚度的隔水层，但间接充水层水压过高，有突水危险时，可采用从地表进行预先疏干或降压的方法，达到在安全条件下采矿的目的，且不允许被疏干的地下水位或降低的水压恢复。随开采范围扩大，仍可用原地表疏干方式，不断外扩预先疏干范围，或停止原地表预先疏干，改在井巷内布置各种疏干措施，继续进行预先疏干。

（2）并行疏干。是利用采矿工程或专门疏干工程，在采矿同时进行疏干工作，其完成疏干的时间应提前于采矿工作。可分为：

第一种，是在预先疏干任务完成后，停止原地表预先疏干（需要时，亦可不停止），代之以在井巷或露天矿场内设置的各种排水设施，与采矿同时进行疏干。这些设施有垂直的降水孔（井）、吸水孔及各种过滤器，以及水平的排水孔、疏水沟、疏水平巷等。

第二种，是在水文地质条件简单的矿区，从采矿开始到终止只进行并行疏干。

疏干时，应对预测的强水源或有突水危险地段，进行超前探水与放水，以保安全。

三、防渗法

指堵截涌水水源于矿区或井巷之外的方法，用以保证安全采矿，同时达到保护供水水源和保护地质环境的目的。留设安全矿柱和建设防水闸（墙）等措施也属于此类。防渗法主要用于恢复已淹井巷及涌水量过大或有突水威胁，又有适合条件的大水矿区。对这类矿区，如采用疏水法，则多会发生破坏地下水资源、引起地面塌陷和增大排水费用等问题。

防渗法的实质是使用注浆工程，在地下筑成不透水体，切断井巷进水通道，用以隔绝涌水水源或大量减少矿井涌水量。此类工程虽投资多、工程量大和周期长，但只要水文地质条件适合，则会收到阻水显著、长期经济收益好的效果。国内外均有成功实例可予借鉴。

对矿区内的透水天窗、通过井巷的断裂带、已淹井巷的突水口和特大涌水点等处，都可用局部堵水来隔绝水源，减少涌水量或使淹井恢复生产。对某些大水矿区，如能确切地掌握充水水源的隔水和进水边界，在经济合理和技术可能的情况下，可在较大来水断面上，采用在地面打钻注浆，建筑防渗帷幕，形成人工不透水墙，改变原进水边界为隔水边界，达到截流的目的。防渗措施，还可用于加强隔水顶底板的隔水能力和增强断裂带或安全矿柱的抗水、抗压性能；在深排水矿区，还可用以保护供水水源地和环境。

从1802年法国将石灰和粘土用水混合造成浆液压入地基以来，注浆技术得到迅速发展。本世纪，从悬浮液注浆发展到化学注浆。英国在60年代后期建设的煤矿，80%以上采

用了注浆技术；原苏联用特殊凿井法建设的井筒，有50％以上应用了注浆法[1]。

我国于1970年在水口山铅锌矿区首先使用了大型帷幕注浆截流工程；继之，张马屯及黑旺铁矿区及一些煤矿区都进行了截流，皆取得了防渗效果良好、经济收益明显的效果。现举两个实例如下。

（1）淄博北大井堵水：1965年5月13日，北大井－81m水平发生特大突水。水量由突水前的$11m^3/min$骤增至$443m^3/min$，矿井瞬时被淹没。其原因系张性断层贯通煤层下部高压的裂隙岩溶水所致。淄博矿务局在1972—1974年对该突水点进行了注浆堵水。从地面共打20个钻孔，向断层破碎带与徐家庄灰岩和奥陶系灰岩的接触面部位，以及断层两盘的灰岩内注浆。共注进水泥9104.25t，水玻璃$115.77m^3$，砂子$477.63m^3$，石子$15.10m^3$，堵住了该突水口。1975年排水至井底，实测涌水量为$12.37m^3/min$，较突水前的正常涌水量仅多$1.37m^3/min$，堵水效果达99.69％以上，是成功的[2]。该矿务局从1956—1982年共进行19项堵水工程，除1次失效外，皆取得了成功，共减少矿井涌水量$558m^3/min$以上。

（2）徐州青山泉煤矿截流：青山泉矿[3]二、三号井田属同一单斜构造，分布有11层太原组灰岩含水层（与开采有关的主要为浅部岩溶发育的9、10两层），各层厚0.5—12m不等，构成统一的含水组。地表被3—10m厚的第四系所覆盖。9层灰岩厚2.6m，距17层煤顶板5—8m；10层灰岩厚3.5m，为20层煤的直接顶板。三号井田枯季涌水量仅为$0.65m^3/min$左右，雨季一般为$5—6m^3/min$，最大达$7.9—16m^3/min$，主要为降水渗入补给。二号井田涌水量较大，枯季为$13m^3/min$，雨季最高达$95m^3/min$。后因突水淹没，导致其水位不断上升，地下水通过9、10层灰岩岩溶通道流入三号矿井，使三号矿井涌水量亦越来越大。1964年雨季，三号井因受水威胁而被迫停产。于是决定用注浆帷幕来切断二号井水对三号井水的补给。截流方向垂直地下水流向，位置理应选在二、三号井田分界处。但因分界处已有数处采通，边界煤柱已遭破坏，故截流位置选在三号井主井西的煤柱中央（图15—1）。自10层灰岩露头起至9、10层灰岩岩溶不发育带止，帷幕深达130m，全长565m，用63个

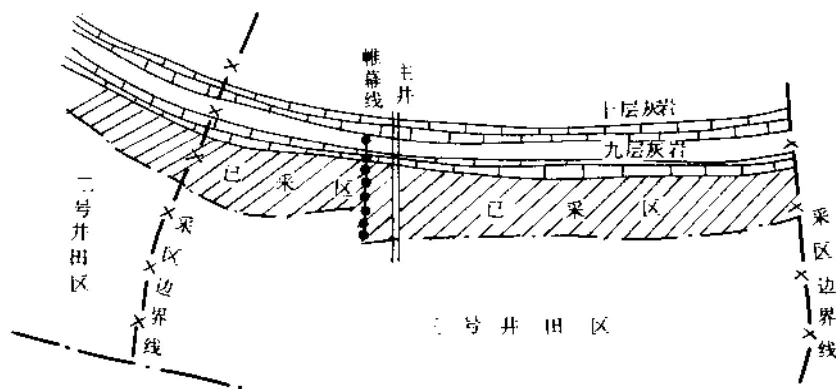


图15—1　青山泉矿帷幕注浆平面示意图

[1] 据《国外矿山防治水技术与实践》中李玉山文章，1983年8月。

[2] 淄博矿务局地质处：淄博矿区十层煤底板突水水文地质条件和防治方法的分析报告，1984年3月。

[3] 取自鞍山矿山设计院等：《矿床疏干实例和疏干排水水文地质计算汇编》，1973年1月。

孔注浆。通过1964—1966年两期施工，筑起了帷幕，基本上切断了二号井水及地下水流入三号井的通道。注浆后，全年总涌水量减少$200\times10^4m^3$左右，每年节约排水费16×10^4元以上，三年左右即可收回全部投资。

在堵水截流注浆工作中，水文地质人员应参与的工作有：

(1) 进行可行性论证：先对矿区水文地质条件作详细地研究，重点放在进水通道上。其次，着重对堵水点或帷幕选址进行研究，用综合方法探查含水层的边界条件，岩溶、裂隙的发育规律，空洞的充填物性质和充填程度；还应对地下水流状态进行研究，并将其结果与疏水法作优化对比，以判定堵水或截流的可行性。

(2) 对堵水或截流作规划：包括确定堵水点的位置、封堵体积与围岩特征，帷幕的型式、位置、幕深、幕长、幕宽、两壁岩性与要求。确定幕深时，可据需要将幕底接隔水层或接相对隔水层或皆不接触，应仔细予以论证。

(3) 对堵、截水工程的防渗效率和工程量作设计：应依据水文地质条件和防渗目的，以技术上可行和经济上最佳为原则。一般防渗率定为50%—80%。据此，对注浆孔数、注浆材料和用量作出总体设计。

(4) 帷幕结构设计：包括注浆孔（孔距、浆液扩散半径）、观测孔和检查孔以及注浆压力（一般通过压水试验确定）的设计。

(5) 堵截注浆材料的选择：我国多采用纯水泥浆液，也有用水泥尾砂浆液的，少数矿区使用了掺合促凝剂的混合浆液。国外注浆材料多用混合液，如水泥、粘土和膨润土混合液。对大空洞，则加入砂石和速凝剂。西班牙卡马拉扎工程在堵截溶洞漏水时，曾用了水泥4.1×10^4t，矿渣2×10^4t，砂砾石13×10^4t，沥青800t和锯屑100t。

(6) 参与注浆的现场施工，掌握与解决出现的水文地质问题。

(7) 注浆后效果的检验：可用检查孔检查其单位吸水率，或取芯观察空隙的充填程度，以作定性检验。常用巷道放水试验及注浆前后矿井的排水量及水压变化值作为主要的定量检验手段❶。

§2 矿井突水与预测

矿井在建设前，都要根据调查时所提出的预测涌水量值设计它的排水工程。因此，在开采中矿井的正常涌水都可排除，不会影响矿山的正常生产。所怕的是，突然发生突水，并超过正常排水能力，这将导致灾害事故的发生。因此，矿床水文地质人员都把预测和防治矿井突水作为主要任务之一。

一、巷道突水类型与巷道突水过程

按采矿工程性质，可将巷道突水分为两种类型，即掘进突水与回采突水。通常，掘进突水次数比回采突水次数多，如井陉矿，后者与前者之比为1：2.7。按突水时间，可分为突发型突水和滞后型突水，前者突水量大，并很快达到高峰值，常有岩块泥砂冲出；后者通常突水量由小到大，达到高峰值有段滞后时间（几小时、几天、几月，甚至多年）。按矿

❶ 据徐大宽：岩溶充水矿床帷幕注浆堵水技术研究，《水文地质工程地质》，1991年，1期。

井突水量最大峰值，可划分为[1]：特大型突水，水量≥30m³/min；大型突水，水量为30—10m³/min；中型突水，水量为10—1m³/min；小型突水，水量≤1m³/min。据我国1955—1985年的统计，全国统配煤矿发生突水共773次，其中，淹井（区）的约占28.72%。按构造可分为构造突水与非构造突水，据统计，采掘面突水，有80%—90%与断层或褶皱构造有关[2]。

综合已有突水资料得知[3]，突水现象和过程一般为：开始时，工作面顶底板显现压力增大，出现折梁、断柱、巷道变形、顶板下沉、底板鼓起等现象；随"顶沉"和"底鼓"，在工作面顶底变形带周围产生小裂隙，从裂隙中向外渗水；继续"沉、鼓"，沿裂隙出小水，色黄并带出泥质物；顶底进一步变形，裂隙加宽，水量变大，水色变混，携出物更粗；顶底板变形速度加快，有的矿区可听到似雷鸣般的岩石破裂声，有的裂隙出风；接着大出水，水量快增，迅速达峰值，多数会携带出岩块、碎屑等物质。

二、造成巷道突水的力源

研究国内外有关巷道顶底板破坏及突水资料后认为，造成巷道突水的力源有：

（1）静水压力：在隔水层厚度不变的情况下，一般是沿倾向愈向深部开采，承受的静水压力愈大，突水机率愈高；反之则低。

（2）动水压力：一般在岩层透水性强的地段，地下水流量大，具较大的动能和较强的冲力；反之则小。在动水冲刷下，充填于围岩空隙中的物质会被水搬运、带走。

（3）矿山压力：它能破坏采场围岩，降低其隔水能力，在矿山应力集中的地方易突水。

（4）地应力（现代和残余构造应力）：现代地应力的集中表现形式，是产生可导致突水的地震，前已述及。在向斜轴部、褶皱倾没端及其转折点、较大断层的尖灭处，皆利于残余构造应力集中，在其他力的诱发下，这些部位亦易突水。

通常，矿山压力和水压力是破坏采场围岩、造成突水的主要应力，它们随采掘工作面的推进而加大。地应力只在条件适当时才起作用。

三、巷道突水预测

1. 巷道底板及顶板的突水预测

除矿床本身含水者外，通常都将开拓井巷开挖在隔水围岩之中。一旦开始挖掘，便破坏了承压含水层的静水压力（$H_{实}$）、隔水层的重力（γt）及其抗张强度（κ_p）间的天然平衡，在井巷周围产生"矿山压力"现象。这时，巷道顶底板的受力情况，类似两端固定、均布荷重的梁（图15-2）。B·Д·斯列萨列夫按梁和强度理论，得出底顶板突水极限值理论公式为：

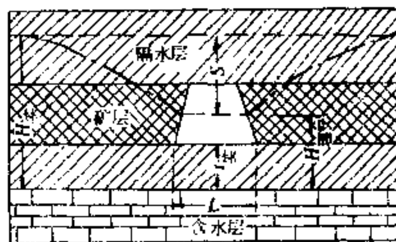


图15-2　安全水压值和最小安全厚度与含水层实际水压值关系示意图

底板：

$$H_{理安} = 2\kappa_p \frac{t^2}{L^2} + \gamma t \tag{1}$$

---

[1] 据《矿井水文地质规程》标准。

[2]、[3] 胡宽瑢：《矿井水文地质学》，佛山煤田职工地质学院，1988年11月。

顶板：

$$H_{理安} = 2\kappa_P \frac{t^2}{L^2} - \gamma t \tag{2}$$

式中：$H_{理安}$——巷道隔水底顶板理论安全水压值（Pa）；

κ_P——底或顶板隔水层抗张强度（Pa），可据试验或巷道突水资料确定；

γ——底或顶板隔水层容重（$N \cdot cm^{-3}$），可由试验确定；

L——巷道宽度（m）；

t——底或顶板隔水层厚度（m）。

综合（1）及（2）式得：

$$H_{理安} = 2\kappa_P \frac{t^2}{L^2} \pm \gamma t \tag{3}$$

将（3）式与巷道隔水底或顶板承受的实际水压值（$H_实$）相比较，若 $H_实 \leqslant 2\kappa_P \frac{t^2}{L^2} \pm \gamma t$ 时，是安全或极限平衡的；若 $H_实 > 2\kappa_P \frac{t^2}{L^2} \pm \gamma t$ 时，则底或顶板会被水破坏而突水。

（1）用隔水层最小安全厚度预测（或防止）突水：可由（3）式导出底板及顶板的抗静水压力理论最小安全厚度，计算式为：

$$t_{理底} = \frac{L(\sqrt{\gamma^2 L^2 + 8\kappa_P H_实} - \gamma L)}{4\kappa_P} \tag{4}$$

$$t_{理顶} = \frac{L(\sqrt{\gamma^2 L^2 + 8\kappa_P H_实} + \gamma L)}{4\kappa_P} \tag{5}$$

将（4）或（5）式计算出来的理论最小安全厚度与隔水层实际厚度（$t_实$）相比较，就可作出巷道能否突水的预测。若 $t_{理底}$ 或 $t_{理顶} \leqslant t_实$，则是安全或达极限平衡；若 $t_{理底}$ 或 $t_{理顶} > t_实$，则可能突水。

（2）底、顶板安全水压值（$H_理$）的确定：将开拓或回采地段的底或顶板的 $t_实$ 值代入（1）或（2）式，求出 $H_{理安}$。当 $H_{理安} \leqslant H_实$ 时，说明底或顶板隔水层不能抵抗所承受的水压。为防止突水，则应使水压降低 S 值，才能达到安全要求，即：

$$H_{理安} = H_实 - S \text{ 或 } S = H_实 - H_{理安} \tag{6}$$

式中，S 值是应降低的最小水压值。

2. 巷道侧向突水预测

B·Д·斯列萨列夫还用同样理论，导出了求巷道前方或侧帮防止突水的隔水层安全宽度公式（图 15—3）：

$$P_{理安} = \frac{4}{3}\kappa_P \frac{a^2}{L^2} \tag{7}$$

式中：$P_{理安}$——前方或侧帮承受含水层的静水压力（Pa），或以水柱高度 H（m）表示；

L——巷道高度（m）；

a——前方或侧帮隔水层或矿柱的宽度（m）；

κ_P——隔水层或矿柱的平均抗张强度（Pa）。

当实际水压值 $P_实 \leqslant P_{理安}$ 时，则是安全或极限平衡的；若 $P_实 > P_{理安}$，则水压将破坏隔水层或矿柱而突水。若把 $P_实$ 值代入（7）式，即可算出前方或侧帮应留隔水层或矿柱的安全宽度（a）：

$$a = 0.5L\sqrt{\frac{3P_{实}}{\kappa_{P}}} = 0.5L\sqrt{\frac{30H}{\kappa_{P}}} \qquad (8)$$

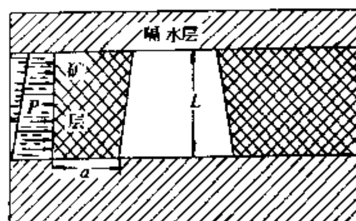


图 15—3 巷道侧方承受静水压力示意图

如巷道前方有富水断裂带或强含水层，距它多远停止掘进才是安全的？其确定方法是：第一步，用（8）式求出 a 值；第二步，用（4）式求出 $t_{理底}$；第三步，从巷道预计停止掘进点往含水层顶面作垂线（图 15—4 中之 t），使其等于所求的 $t_{理底}$；第四步，将 $t_{理底}$ 决定的水平宽度（图 15—4 中之 $L=t/\sin\alpha$）与 a 比较，哪个值大取哪个。图中 L 为巷道停止掘进安全水平距；t 为隔水层理论最小安全厚度；α 为岩（矿）层的倾角。

使用上述各公式，应按具体地质及开采条件，采用 2—3 倍的安全系数。

3. 巷道底板突水系数法

我国矿山部门依据实际突水资料，总结出底板突水系数（或称水压比，阻水系数）的经验公式：

$$k_{临} = \frac{P}{M} \qquad (9)$$

式中：$k_{临}$——临界突水系数；

P——底板承受的静水压力；

M——隔水层厚度。

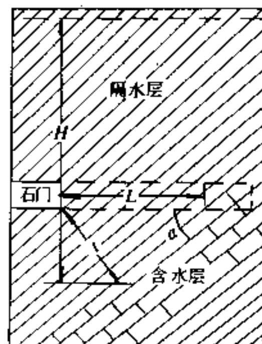


图 15—4 掘进时确定含水层顶板安全水平距离示意图

国内许多矿区依据突水和试验资料，总结出各自的突水系数（表 15—1）。例如焦作，在突水系数＞0.66 的块段，则可能发生突水；而＜0.66 的块段，则是比较安全的。

表 15—1 我国某些矿区突水系数表

矿 区	突水系数 $(Pa \cdot m^{-1})$	突水系数率（%）
峰 峰	0.66—0.72	＞0.72 占 91 ＜0.72 占 9
焦 作	0.60—1.00	＞0.66 占 93 ＜0.66 占 7
淄 博	0.60—1.40	＞0.66 占 86 ＜0.66 占 14
井 径	0.60—1.50	

（据西安煤研所）

式（9）的缺点是忽略了隔水层的岩性组合和强度因素。为此，西安煤研所曾与邯郸矿务局对峰峰矿的突水作了研究。他们以试验为基础，求得各种岩石每米的极限强度：砂岩为 9.8×10^{5}Pa；砂质页岩为 6.86×10^{5}Pa；铝土页岩为 4.9×10^{5}Pa；断层带岩石为 3.4×10^{5}Pa。当时，确定以砂岩强度为标准单位，得到砂质页岩的比值为 0.7，铝土页岩为 0.5，断层带岩石为 0.35，以此作为等效系数（b），从而总结出类似匈牙利等国的对（9）式的修

正式[1]：

$$k = \frac{P}{M_t \cdot b_i} \tag{10}$$

西安煤研分院、峰峰和邯郸矿务局，复于1978—1979年提出下述公式[2]：

$$T_S = \frac{P}{M - C_P} \tag{11}$$

式中：T_S——突水系数（$Pa \cdot m^{-1}$）；

C_P——矿山压力对底板的破坏厚度（m）；

P——隔水层承受的水压力（Pa）；

M——隔水层厚度（m）。

此式既可用于求突水系数，又可求底板的破坏厚度。

四、回采工作面突水预测

1. 回采工作面顶底板破坏规律、突水时间和地点

（1）顶板破坏特征：回采采空区面积大，且不断发展。当顶板岩体失去支撑后，应力会重新分布。由于顶板岩性、组合及采矿方法的不同，顶板和采空区的表现状态也各异。在一般采用顶板崩落的矿区，因受顶板岩性、结构、构造和开采等条件的制约，其崩落形态和高度均不相同。北京煤炭科学院通过对某些矿区的观测试验，获得了采场倾向剖面上顶板的破坏形态，如图15—5示。

（2）底板破坏深度：据国内外矿区观测和试验资料得知，由于矿山压力、水压力、岩性构造与采矿方法的差异，底板的破坏深度有较大区别。其破坏形态与顶板类似，多为马鞍形。峰峰二矿在开采埋深123—167.4m、厚1.5m煤层时，矿山压力破坏的有效深度为14（正常）到24（断层）m。赵各庄矿开采埋深约840m、厚10m的煤层，高压水破坏深度为20（正常）到30（断层）m，矿山压力破坏深度为60（正常）—80（断层）m。

（3）突水时间及地点：回采突水的时间与空间具一致性，在正常地质条件下，多发生在老顶一、二次和周期来压的位置上和该时段内，以及临近“采完”地段与临近采完的时间内[3]。除正常来压可造成突水外，在矿山压力局部集中地段，如在矿柱、悬顶处及两个采面应力叠加地带等处，也易造成突水。

2. 计算采场围岩破坏带

（1）我国建国初期常用原苏联的下式计算冒落高度：

$$\left.\begin{aligned} h_1 &= \frac{M}{(k_S - 1) \cdot \cos\alpha} \\ h_1 &= (2\text{—}3) \cdot h_1 \end{aligned}\right\} \tag{12}$$

式中：h_1——顶板冒落带高度；

M——矿层的采厚或厚度；

α——矿层倾角；

---

[1] 胡宽瑢：《矿井水文地质学》，佛山煤田职工地质学院，1988年。

[2] 此式为1984年煤炭部颁《矿井水文地质规程》所采用。

[3] 老顶来压：崩落法采矿，回采时主要由老顶支撑，暂不下落。当采空区达到某一长度时，矿山压力加水压力等达最大，迫使老顶下沉、崩落，充满采空区。首次崩落的压力，称为首次来压；以后每隔一定距离老顶来压（崩落）一次，称周期来压。

项目 \ 采区	枣庄矿务局柴里煤矿 301 工作面	辽源矿务局梅河一井 2102 工作面	淮南矿务局李一矿二三号风井C13槽	淮南矿务局李嘴孜矿 B116槽	淮南矿务局孔集矿西四矿西翼C13 C14槽
煤层倾角	8°	25°—27°	44°	60°	76°
两带最终高度	上边界 冒高8.58 m 裂高29.08 m 中间 冒高6.57m 裂高26.85m 下边界 冒高11.73 m 裂高34.03m	上边界 冒高4.98m 裂高37.48m 中间 冒高4.77m 裂高40.07 m 下边界 冒高4.01m 裂高35.86m	上边界垂向35.0m 中间法向44.00m	上部（垂向） 冒高18m 裂高39m 下部（法向） 冒高21 m 裂高36m	上部 冒高27.59m （垂向） 裂高54.0m
两带形态	（第一分层） 8° $M=8-9$	25°—27° $M=9-9.8$	35.0 44 5.8 44° $M=5.8$	39 18 36 21 2.0—2.5 60° $M=2.0-2.5$	54 27.59 −140回风 76 $M_1=1.5$ $M=8\sim9$

图 15—5 倾斜层采空区倾向剖面顶部岩层破坏形态试验观测资料图

h_f——顶板裂隙带高度；

k_S——岩石碎胀系数，列入表 15－2 中。

表 15—2 不同岩层的碎胀系数表

矿层厚度（m）	软粘土页岩	坚硬页岩、砂页岩	砂　岩
小于1	1.15—1.2	1.2—1.25	1.3—1.4
1—2	1.2—1.3	1.3—1.35	1.4—1.5
2—3	1.3—1.35	1.35—1.4	1.5—1.6

式（12）仅考虑了三种因素，故计算结果常与实际相差较大，使用时应予以注意。

（2）确定顶底板破坏带的半经验公式[1]：

①计算顶板冒落带高度公式：

$$h_i = B_4\sqrt{\frac{\kappa_P Lbkm}{\gamma\cos\alpha}} \tag{13}$$

式中：h_i——冒落带高度（m）；

B——综合系数，依试验和突水资料确定；

κ_P——岩层抗张强度（Pa）；

L——工作面倾向长度（m）；

[1] 胡宽瑢：矿床突水理论及其有关问题的研究，《长春地质学院科学研究报告年鉴》，1985 年。

b——走向宽度（老顶首次来压距离）(m)；

m——矿层厚度或采厚（m）；

γ——岩层平均容重（N/m^3）；

α——岩层倾角；

k——碎裂系数：$k>1$ 时，类似碎胀系数；$k=1$ 时，顶板整体缓慢下沉；$k<1$ 或趋于零时，顶板未动或已充填。

②计算顶板破裂带高度公式：

$$h_{\mathrm{I}}=n_1h_1=n_1\left(B_4\sqrt{\frac{\kappa_{\mathrm{P}}Lbkm}{\gamma\cos\alpha}}\right) \tag{14}$$

式中：h_{II}——破裂带（包括冒落带）高度，即图 12—10 中破裂带 i；

n_1——矿山压力系数，按试验或突水资料确定；其余符号同（13）式。

③计算采场底板岩层破坏深度公式：

$$h_{\mathrm{N}}=n_3\left(B_4\sqrt{\frac{\kappa_{\mathrm{P}}Lbkm}{\gamma\cos\alpha}}\right)+\frac{H_{水}m}{\kappa_{\mathrm{P}}+\gamma m} \tag{15}$$

式中：h_{N}——底板破坏深度；

n_3——综合矿山压力系数；

$H_{水}$——作用于底板的静水压力（由含水层顶面算起）：其余符号同（13）式。

3. 回采区顶、底板突水预测的判断标准

依据上述各公式计算的结果，结合矿区的地质条件与表 15—3 中所列标准进行对比，用以判断（预测）顶、底板能否突水。

表 15—3　顶底板可能突水判断标准表

- 顶板
  - 厚为 H' 无第四系覆盖的基岩
    - $H'\leqslant h_{\mathrm{I}}$，水（砂）溃入井下
    - $H'\leqslant h_{\mathrm{II}}$，水（砂）由灌入到渗入井下
    - $h_{\mathrm{I}}+h_{\mathrm{II}}$ 与 H' 的关系（h_{II} 为地表采动裂隙深度），可按下式求：$h_{\mathrm{II}}=(0.4—0.5)h_{\mathrm{I}}$
      - $H'>h_{\mathrm{II}}+h_{\mathrm{I}}$，安全
      - $H'=h_{\mathrm{I}}+h_{\mathrm{II}}$，临界
      - $H'<h_{\mathrm{I}}+h_{\mathrm{II}}$，危险（渗入）
  - 厚为 H' 的基岩被厚为 H'' 的第四系松散沉积物覆盖。
    - 第四系底部有隔水层时
      - 隔水层较薄时
        - 冒落带
          - $H'>h_{\mathrm{I}}$，可能安全
          - $H'=h_{\mathrm{I}}$，渗入一临界
          - $H'<h_{\mathrm{I}}$，渗入一灌入
        - 冒裂带
          - $H'>h_{\mathrm{II}}$，安全
          - $H'=h_{\mathrm{I}}$，临界
          - $H'<h_{\mathrm{II}}$，可能渗入
      - 隔水层较厚时
        - 冒落带
          - $H'<h_{\mathrm{I}}$，可能渗入一不渗
          - $H'\geqslant h_{\mathrm{I}}$，安全
        - 冒裂带
          - $H'\leqslant h_{\mathrm{II}}$、$H'>h_{\mathrm{II}}$：安全
    - 含水层直接与基岩接触时，基本情况与无第四系覆盖的基岩相同；但当第四系厚度 $H''\gg h_{\mathrm{II}}$ 时，可不考虑 h_{II} 的影响
- 底板
  - $h'_{\mathrm{N}}>h_{\mathrm{N}}$，安全
  - $h'_{\mathrm{N}}=h_{\mathrm{N}}$，临界
  - $h'_{\mathrm{N}}>h_{\mathrm{N}}$，可能突水　　（$h'_{\mathrm{N}}$ 为天然隔水底板厚度）

预测方法和步骤：根据勘探和开拓区顶底板隔水层厚度及水压（位）资料，编制隔水层等厚和充水层等水压（位）线图；按前述各公式算出T_S、h_1、h_I、h_N值；再按表15—3中的标准，在隔水层等厚图上划分出安全和危险（预测突水）区。或者据矿区实际突水资料确定出矿区内临界突水系数值，按钻孔实际的隔水层厚度和水压值求出T_S，把它编制成突水系数图，将其与临界突水系数作比较，大体上即可圈出安全区与预测突水危险区。

在开采前，应对预测突水区采取降低水压、留设矿柱及探水等措施，以保证安全。

五、断裂带突水预测

影响断裂带突水的因素主要是矿压、水压和地质条件。矿压主要使断层重新活动，扩大节理和增加裂隙；水压可使断裂带受压和使地下水沿断裂带上升达开采井巷。采掘破坏了断裂的天然平衡状态，极易造成突水。华北矿区突水资料说明，井巷在地下水强径流带中遇断层或遇边界大断层时，多发生大或特大型突水；在中等径流带中遇断层时，多发生中、小型突水；在弱径流带中遇中小断层时，多发生小型突水。统计说明，断裂束收敛部位、大断层分叉处、尖灭点附近、断层交会部位、断裂剧烈弯曲与破碎处或无充填部位等，是最易发生突水的部位。当井巷接近这些部位和含水断裂带之前，应按前述方法求出安全厚度值，并将其与实际隔水层厚度比较，圈出可能突水的地段，提出应留设防水矿（岩）柱与探水要求，以预防突水。

§3 矿区环境地质综述

这里讨论的环境主要是指自然环境。它是人类赖以生活和发展的必要的物质条件，是人类周围的各种自然因素的总和，即客观物质世界或自然界[18]。它包括人类生活的自然环境、地理环境、地质环境和宇宙环境。地质环境则包括地形、地貌、地质条件与地质作用。《中华人民共和国环境保护法》中认为，环境是指大气、水、土地、矿藏、森林、草原、野生动物、野生植物、水生生物、名胜古迹、风景游览区、温泉、疗养区、自然保护区、生活居住区等[19]。这是目前与人类关系最密切、必须保护的部分环境。人类生活在上述环境之中，为了自身生存，需要利用和改造自然，也必然对自然条件有所改变。但当人们不按照大自然的客观规律办事，忽略了对环境的保护时，则会造成环境恶化；严重时，会危害人类健康和生存。

70年代初产生了环境科学。广义上说，它是对人类生活的自然环境进行综合研究的科学，是研究人类周围所有环境因素及其与人类的关系以及环境质量和环境保护的科学。从狭义上讲，它是研究由人类活动引起的环境质量变化，以及保护和改进环境质量的科学[18]。研究范围包括表层岩石圈、大气圈、水圈和生物圈。环境科学与有关学科相结合，形成许多新的边缘学科。环境地质学为其中之一，而环境水文工程地质学又是环境地质学科中的重要分科。破坏地质环境的因素很多，除自然形成的某些恶化环境因素（火山、地震、盐碱化及地方病等）之外，主要是随现代文明伴生的因素，如开发矿产就会造成许多严重的环境地质问题，因而可说人类活动参与是破坏环境的巨大地质营力之一。在人类活动中，如不加强对环境地质的规划和控制，不可避免地会破坏地质环境。矿区环境地质问题涉及的范围很广，至今尚无统一的认识和缺乏全面论述。在诸多问题中，我们认为许多是属于环境水文地质范畴，有些是属于有地下水参与的工程地质范畴。有的环境工程地质问题，产

生时虽无地下水参加，但其形成后，则对矿区水文地质条件和矿井水运动有较大的改变。为了能全面了解矿区环境地质问题，按教学规律，依问题性质，我们按下列划分予以概略介绍。

一、排水疏干破坏采前地下水环境，导致与当地供水之间的矛盾

采矿本身要求把能进入井巷或威胁井巷的水有效地从采场周围疏干，因而需排出大量的矿井水，使附近地下水位大面积、大幅度下降。而排出的水又多已被污染，不宜应用，结果造成矿区附近包括矿山企业本身淡水资源的供应紧张，使原有地下水环境转化为无水环境，产生供、排水矛盾。

1. 疏干引起水环境恶化是多方面的

（1）供水水源减少或枯竭。由于矿床疏干的水位降落漏斗远远超过其开采面积，除疏干范围内的井泉出水量变小甚至枯干外，还可引起地面塌陷、裂缝和向井巷涌泥沙等环境地质问题。湖北松宜煤矿猴子洞井田，在疏干底板黄龙灰岩水时，当井田中心水位降至±0m 至－30m 标高之间，疏干降深已达 160—170m，疏干半径达 2—2.5km，东侧已达隔水边界[16]，使得在大范围内产生供排水矛盾。这种环境水文地质问题，许多矿区都存在，应予以关注。在第二篇中已述及，单一供水水源地，由于过量超补给地开采，也可造成类似的环境地质问题。

（2）改变了水循环环境。开挖井巷和疏干，可沟通各含水层和不同的补给源，使水环境恶化。这可产生两种后果：①可使矿井得到新补给源，在增加矿井涌水量的同时减少当地供水工程的出水量；②在某些条件下（使用吸水孔），在减少矿井涌水量的同时减少供水量或使之枯竭。复洲湾粘土矿，在 1969 年大突水后，奥陶系裂隙岩溶水取代了原石炭二叠系灰岩地下水，成为主要矿井涌水水源。这不仅破坏了天然水均衡，增加了矿井涌水量，又减少了当地供水资源。

（3）地表渗透条件的变化，改变或破坏了原地表水状况，甚或导致突水事故。辽宁魏家石棉矿，采矿破坏了基岩上覆的厚 10—15m 粘土隔水层。1977 年 8 月的一次大雨后，降水通过塌陷灌入井内，使矿井涌水量由平时的 $1.8\times10^4m^3/d$ 猛增至 $3.5\times10^4m^3/d$，使地表水锐减。当开采至－200m 水平时，海水混入量已占总排水量的 40.28%[15]。前引松宜煤矿猴子洞井田，矿床开采后使两条河流河床的渗透条件发生迥然不同的变化，水环境各异。南部洛溪河，开采前属常年性河流，开采后在流经栖霞灰岩的 250m 长度内，相继出现 13 个塌洞，河水流失；当流量小于 $0.3m^3/s$ 时，河水全部漏光，使下游成为干河道，干沟等矿井涌水量剧增近 1 倍。北部干沟河，原为间歇性河，河水间歇式补给下伏含水层。开采中，河流受上游携带大量煤粉（泥）的矿井排水补给，煤粉（泥）沉淀充填于河床碎石孔隙中，形成防渗层，河床由漏水转变为不漏水。河水补给量从占总涌水量的 20%—30%，逐渐降至 10%以下，转为常年性河流[16]。

（4）还可改变含水层的边界条件。如原为不透水边界可转化成透水边界；自然排泄区可转化为补给区；地下分水岭可外移，增加补给区面积；以及海水倒灌补给等。这些都可增加矿井涌水量，使水质变坏和减少淡水资源，导致环境恶化。

2. 解决矿区供排水矛盾的措施

（1）在水文地质勘探中，应严格按要求封孔，隔离含水层，保证勘探不会导致含水层间的水质、水量交换。

（2）将矿井排出的水引作生活或工农业水源，既可保证疏干，又能满足供水。这是解决供排矛盾最积极的措施。依据疏干条件和供水目的可分为：①在预先疏干时，利用深井泵从钻孔中排水，由于排出的水未被污染，可直接用于各种供水。②将并行疏干排出的水引作供水水源。据水质条件和使用目的，可不净化或净化后使用。广东石菉铜矿，露天开采采用地表深井疏干矿体底板黄龙灰岩的强岩溶带承压地下水。到1977年，日排水量约$6.5\times10^4m^3$。排出的水，除满足本矿用水外，尚可将多余的$2.5\times10^4m^3$的水供农灌之用❶。用疏干水作供水，应以枯水季排水量为准。矿井涌水量变化大的矿区，应在雨季多取矿井水，停用或少用其他水源，使其恢复水量，以备旱季多取水，而少用矿井水。

（3）在疏干中应保持各含水层的天然状态，避免互相沟通和优质水被污染。主要措施有：①利用合理的疏干和采矿方法，保持崩落时不沟通强水源，以防止改变地表景观和破坏浅部水源；②据多层水特性，分别进行疏干和供水。金岭镇铁矿❷，充水层为中奥陶系裂隙岩溶水，当疏干至－165m水平（深200m）时，发现形成了上、下分离的水位和漏斗，仅下部弱含水层被疏干，位于相对弱隔水泥质灰岩和泥质大理岩上部的强含水层仍保持着近似原来的水位，生活和工业用水水源未受影响。因此，此类矿区，需采用从深部向浅部的开采方案，以防止破坏供水和过早产生塌陷，减缓供排矛盾。

（4）减少矿井涌水量，保持或增加供水量的比重。主要是利用堵水或截流技术，封闭进水通道，减少矿井涌水量和增加矿区外围的供水量。张马屯铁矿，位于济南东郊，矿体埋深230—460m，底板为闪长岩，顶板为中奥陶系大理岩。开采时，将从南、西、北三面进水，终水平预计涌水量为$45\times10^4m^3/d$。周围居民密集，工厂企业星罗棋布。每天供水汲取的地下水量为$30\times10^4m^3$以上。疏干与供水为同一含水层。该矿如用疏干法排水，需将地下水位降至460m深处，必然会破坏供水水源，导致缺水，严重影响当地生活与工农业的发展。同时，每年还需排水费24×10^6元，吨矿石排水量为$300m^3$。经研究，在70年代末通过34个孔注浆，造成2893.61m的隔水帷幕，使得幕内、外水头差达200m以上。同一放水工程，注浆前水位降低25.4m时，放水量为$1.29\times10^4m^3/d$；注浆后水位降低225m，放水量才$1.0\times10^4m^3/d$，大大地减少了矿井排水量。多年排水证明，对济南东郊地下水供水未产生过大的破坏❸，对地下水环境起到了保护作用。

（5）对已被污染难于净化，但可适于某项（如农灌）用途的矿井水，可专设输水管道引用，以节省优质水。

解决矿区供、排水矛盾，除上述各途径外，还应遵循下述要求：

（1）在制定矿床勘探设计时，应采用采矿、排水、供水和保护环境相结合的方案。

（2）做好矿床地质勘探，查清地质水文地质条件，是解决供、排矛盾的基础。只有切实掌握了矿区地下水系统的特性和功能，才能有效地解决供水和排水矛盾。

（3）对矿床进行评价时，要求从矿产量、安全生产、社会及经济效益、环境保护等多方面进行评价，并从多方案中择优。

（4）在矿区所处同一地下水系统内，应进行供、排水综合的地下水资源评价。

---

❶ 王锐：当前我国矿山排水与供水结合的几种模式及其勘探与开采中应注意的几个问题，《水文地质工程地质》，1990年，3期。

❷ 陈光亮：金岭铁矿铁山矿床水文地质条件与疏干、供水的关系，《山东冶金矿山》，1982年，2期。

❸ 潘尚银：矿床帷幕堵水与地下水资源的保护，《水文地质工程地质》，1985年，1期。

二、矿区岩土体的破坏，改变了原来的地质环境

无论是露天还是地下开采，不论大中小型矿山，随采矿发展，无例外地会在不同程度上改变或破坏了矿区的地面形态和岩土体原貌，使环境地质条件恶化。

地面形态的破坏，有采矿深坑（凹形）和采矿废弃物堆积（凸形）。前者主要指露天采矿场的破坏，次为小窑的破坏；后者包括露天和地下开采中的废弃物，多堆积成“山”。它们的共同特点是，改变了原地面环境，使之成为弃地，还改变了原地的地下水活动规律。

下面重点介绍因地下开采造成的矿区岩土体破坏所导致的环境地质问题。

地下开采造成岩层和土体破坏的直接恶果，是改变了矿区的水文地质条件，产生了许多灾害性的环境地质问题❶。

（一）产生矿区地面塌陷、裂缝和沉陷❷

三者虽皆由地下采矿、疏干排水造成的，但对岩土体的破坏和出现的环境地质问题则不相同。

1. 地面塌陷和裂缝

它们是矿区，主要是岩溶充水矿区产生的主要环境水文地质问题。在岩溶充水矿区，随疏干常引起地面突然产生塌陷，有的矿区还伴生有地面裂缝。须指出，地面塌陷等不仅形成在矿区，在过量抽取地下水的非矿区，也会大量的形成。据统计，包括非矿区在内，全国有 23 个省（自治区）发现岩溶塌陷坑 800 处以上，塌陷总数超过 3×10^4 个，其中的 70% 是由人类活动造成的❸[21]，每年造成的直接经济损失达数至十多亿元。据 1985 年资料❹，涟邵煤田的三个矿区，因强烈排水使地下水位大幅度下降，影响面积达 $74.18km^2$，导致地面产生 7290 个塌陷坑，涉及河流 28 条和山塘水库 180 处，有 310 个井泉干涸，使 3.16×10^4 人用水和 4.01×10^4 亩农田灌溉受到影响；拆迁民房 $7.65\times10^4m^2$，还发生人员伤亡、汽车及耕牛掉入塌洞等事故；总计赔偿损失 847.8×10^4 元，发生淹井 37 次，损失 4739.05×10^4 元；每吨煤排水量达 $147m^3$，吨煤排水电费 13.52 元。地面塌陷对环境破坏所造成的损失，更是难于估算。程潮铁矿[16]，自 1967 年大突水以来，至 1975 年底，地面变形范围扩大到 $5.7\times10^4m^2$。该矿的地面变形有塌陷、沉陷、裂缝和岩石崩落。其中，分布于采空崩落区内的塌陷，呈碟状或漏斗伏，直径为 10—60m，深 10—35m。在塌陷和沉陷边缘的第四系分布区，产生大量弧形裂缝，宽 20—200cm，长数 10m 到 100m 以上；沿裂缝处发生位移，高差达 1—2m。采空崩落区以外的塌陷，呈漏斗或井状，最大直径达 35m，一般为 7—20m，深 2—8m。周围有新月形或弧形裂缝，宽 5—10cm。变形区内房屋倒坍，公路被毁，池塘干涸，井口位移，给矿山建设带来严重危害。

2. 塌陷的分布规律

据对已有塌陷的研究，不同矿区依各自的条件，塌陷虽具各自的规律，但多具有分带性和方向性，而且塌陷多发生在下述地段：①在采空区上部。②在隐伏岩溶强发育地段和被覆盖的断裂构造带上。③在第四系岩性和厚度适宜的地段上。据覆盖层的厚度，有人将

---

❶ 有关因矿山压力和地应力造成的井巷变形、围岩爆裂等专门工程地质问题，将在有关课中介绍。

❷ 为了与开采地下水形成的地面沉降相区别，我们将采矿形成较大面积的地表下沉称地面沉陷，通常较地面沉降规模小。

❸ 黎育宁等：地面变形地质灾害问题，《水文地质工程地质》，1990 年，4 期。

❹ 刘显亭：覆盖岩溶矿床地表塌陷成因及其治理，《水文地质工程地质》，1985 年，1 期。

塌陷分成[20]：ⓐ严重塌陷区：土层厚小于10m；ⓑ重塌陷区：土层厚介于10—30m；ⓒ中等塌陷区：土层厚为30—50m；ⓓ轻微塌陷区：土层厚50—100m。④在疏干漏斗范围内发育，且愈近排水中心愈密集。大广山矿区❶的全新统冲洪积层中的粘土、亚粘土层厚3.85—10.5m，砂砾石层厚0.26—10.95m，较松散易塌陷，占总塌陷的78.2%。按分布面积率，将塌陷分为三带：密集塌陷带的面积率>5%（个别者达20%以上）；星散塌陷带为1%—5%；稀疏（零星）塌陷带<1%。据统计，该矿区距风井160—260m为稀疏塌陷带，260—360m为密集塌陷带，360—500m为星散塌陷带。多回次塌陷，早期的距排水中心较近，后期的渐远：其分布范围早期者较小，后期增大。

除上述规律外，个别矿区的塌陷形成在非岩溶区和非松散层中。恩口矿区的白垩系砂砾岩覆盖区，连续出现了塌陷；水口山矿，在风化泥质砂页岩层中产生直径达80m、深30m的塌陷；谭家山矿长兴组硅质岩山丘的塌陷沟槽，宽10—20m，长100—200m，深可见7—20m，坑内岩石整体破裂[16]。

3. 塌陷的形成条件

据现有资料分析，形成塌陷的条件为：基岩层须有充水空洞；上覆有一定厚度和适宜岩性的松散层；采矿时发生崩落或进行疏干排水，降低了水位。三者综合作用，才能形成地面塌陷和裂缝。

（1）基岩的空洞，主要是指岩溶层中发育的各种岩溶或裂隙空间，其中有（或无）疏松充填物，且处在地下水位以下；

（2）各矿塌陷区的松散层厚度与岩性不尽相同。前面引述的厚度在100m以内。大广山矿区，河谷低平原粘性土及砂砾石层的厚度<10m地段，塌陷发育；厚10—20m地段，相对较少，且发生在砂砾石层分布区；厚度>20m地段，仅有个别塌陷。个旧锡矿尾矿库有塌陷坑488个，有94%发生在土层厚度小于8m的地段上❷。石菉矿，在采场南6号孔附近，第四系厚度为12.26m，为含砾石砂土层，于孔深15.29—25.92m处见溶洞。疏干后，在该孔周围产生了30几个塌陷。在疏干漏斗中心处的10号孔，35—39m段岩溶极发育，但上覆粘土层厚度大（32.45m），岩性稳定，没产生塌陷❸。

（3）矿床疏干或矿井突水，或供水汲水，使水位大幅度下降和剧烈动荡，以此作为主要动力，可使上覆土层结构破坏，导致产生塌陷。因此，在疏干降深相同的情况下，强排式矿区发生强烈塌陷，缓排式矿区则塌陷微弱。在大广山矿区，前者的塌陷速率为后者的8倍，前者的塌陷数量为后者的1.43倍。塌陷数和塌陷速率都随水位降深增大而增加，呈线性正相关。

塌陷的形成机制，主要有两种认识：一为排水水位低于基岩空洞，在松散含水层与基岩含水层相连时，空洞内及土层内的可溶物及细土粒可逐渐被淋滤、带走、掏空，即由潜蚀作用形成；二为在充水基岩空洞上部被充填或被上覆细粒松散层所封闭的情况下，当排水水位低于空洞，空洞内因真空负压产生吸蚀作用或者受顶板崩落促使，都能演变成松散层坍落达于地表，形成塌陷或裂缝。塌陷的松散物，主要是被水带进下方井巷。据对唐山

---

❶ 项式钧等：湖北大冶县大广山铁矿岩溶塌陷的预测和评价，《中国岩溶》，1987年，第4期。后面的塌陷预测等资料也引自此文。

❷ 康彦仁：岩溶地面塌陷的形成条件，《中国岩溶》，1988年，第1期。

❸ 王强光等：石菉铜矿地面塌陷的基本特征及其防治，《水文地质工程地质》，1986年，6期。

东矿区粘性土层中地面塌陷的研究❶，深层塌陷形成的第一阶段以地下水作用为主，在水位变动带内由潜蚀作用形成土洞；而在第二阶段则以地表水作用为主，由下渗冲蚀旋吸作用使土体湿化崩解，发展成地面塌陷。在疏干充水空洞时，潜蚀或吸蚀作用力的总方向是向下的，故导致地表产生塌陷。但当某些空洞中地下水位上升或在急剧塌陷阶段，皆可压缩洞内空气穿过盖层，因压力向上而排出地表。如在柏坊铜矿，一处塌陷形成时，因水位回升压缩洞内空气冲出地表，使水田、池塘内到处冒气。CK24 孔突然冒气，水气冲出地面达 10m 以上，发出似气笛的叫声，远离 1km 以外都能听到，持续 1 周之久❷。

实际上，塌陷的形成机制远比上述潜蚀论或真空吸蚀论等单一成因理论复杂得多，在多数情况下，都是多种力综合作用或叠加的结果，即依塌陷所处的地质环境和引起塌陷的因素不同，其形成是多机制的，导致了不同的致塌模式。康彦仁❸ 归纳为八种基本的致塌模式：①重力致塌式：由空洞顶板岩土体本身重力效应所造成的称重力致塌模式；②潜蚀致塌式：由渗流潜蚀效应形成的称潜蚀致塌模式；③真空吸蚀致塌式：由真空吸蚀效应产生的塌陷，称吸蚀致塌模式；④冲暴致塌式：空洞中高压气团及承压水压力冲破岩土体，引起冲暴效应的称冲暴致塌模式；⑤振动致塌式：地震、爆破等导致的塌陷称振动致塌模式；⑥荷载致塌式：由空洞上部荷载增加导致的塌陷叫荷载致塌模式；⑦溶蚀致塌式：因地下水溶蚀分解造成土体破坏的叫溶蚀致塌模式；⑧根蚀致塌式：因树木根茎腐烂分解形成空洞，导致潜蚀效应引起的塌陷称根蚀致塌模式。也有的研究者认为❹，“真正引起塌陷的机理是喀斯特管道水流的水动力条件变化”。

研究塌陷形成的机制，可为预防与治理地面塌陷与裂缝等提供理论依据。

4. 塌陷形成时间

多数矿区，从疏干排水或采矿崩落开始，直到采矿和排水稳定一段时间之后，其间皆可产生地面塌陷。多数矿区塌陷密集发生期都与每次排、突水水位强烈下降期相对应。有的矿区出现在雨季，也有的矿区出现在一年中的旱季或多年中枯水年的旱季。有的矿区塌陷随采矿水平的扩展或延深，有相应发展—稳定—再发展—再稳定的多阶段性反映。一般塌陷产生的时间与排水时间有一滞后期，但各矿大不相同。如云庄矿，疏干长兴灰岩水，放水后仅 3min 地面就产生塌陷；而该矿的另一次突水，在 85min 淹没坑道的同时，地面出现塌洞 21 处[16]。水口山矿，在疏干 20a 后还发生了塌陷。

5. 地面裂缝

它的形成条件与地面塌陷基本相同。但它是以裂缝的形态出现的。大体上有两类：一类分布在矿区地面塌陷坑和沉陷区的边缘地带，多呈弧形、半圆形和同心圆形开裂，与采区边缘大体平行。其宽度一般由几厘米到 1—2m 不等，长度由几米到几十米，有的达百米。另一类是与塌陷或沉陷无关的地面裂缝，如形成在露天矿场边缘或某些构造部位的裂缝，一般为近直线形。武山矿区内，有的裂缝长达 500m。这种裂缝两盘多有一定的垂直位移，如阳山矿的滑坡裂缝高差竟达 3—8m。花亭矿的裂缝有 150 条，宽度可达几厘米，最长者延长 150m 以上，呈弧形、半圆形和直线形[16]。非矿区因大量取水所形成的地裂缝，目前已在

❶ 胡宗汉：唐山市东矿区地面塌陷形成机制及其防治，《水文地质工程地质》，1991 年，4 期。

❷ 何宇彬：试论喀斯特水特征，《水文地质工程地质》，1989 年，4 期。

❸ 康彦仁：论岩溶塌陷形成的致塌模式，《水文地质工程地质》，1992 年，4 期。

❹ 何宇彬等：论喀斯特的水动力因素，《水文地质工程地质》，1993 年，5 期。

10 余省份 200 多县市发现千条以上，西安市区即为典型之一。

6. 地面沉陷

在大面积用崩落法回采的矿区，因顶板崩落和疏干排水，引起采区上部岩体较大范围地向下移动，加上含水层疏干引起松散层压缩，造成矿区地面沉陷，其面积远大于塌陷范围。沉陷区中心地带的地层，基本上可保持其连续性。武山矿北矿带出现有 $1600\times400m^2$ 的地面沉陷区[16]；柴里矿的多个沉陷区已积水成大型水塘。

7. 对塌陷的预测

目前，尚缺乏成熟的预测经验。一些矿区，依据地质-水文地质特性，结合对已有塌陷形成条件与排水动态关系的分析，进行定性的地质预测。一般可作出危险区、不安全区和安全区的预测分区图。有的矿区，如大广山矿，还应用多元统计方法进行预测，经逐步回归分析，从 15 个自变量中选取四个主因素，建立了三组回归方程，计算后使参与预测的参数达到定量化。经实际检验得出：预测因变量 $y\leqslant0$ 的地段，无塌陷；$y=0$—100 地段，塌陷微弱发育；$y=100$—170 地段，塌陷中强发育；$y>170$ 地段，塌陷强烈发育。预测结果与已发生塌陷的实际情况相吻合，有实用意义[21]。还有其他一些定性预测和半定量-定量预测的方法。预测出的塌陷地段，应采取预防措施，以减轻产生环境地质灾害的程度。

（二）山岩开裂及岩石崩坍

山区发生的山岩开裂及岩石崩坍，其成因很复杂，类型亦各异。地下水的参与常成为形成因素之一；它形成后又严重地破坏了当地的水文地质条件。这里只介绍与采矿有关的洞掘型山岩开裂，它对矿区环境破坏是严重的。矿区山岩开裂与崩坍，发生在被开采矿层上部的地层中，主要受剥蚀卸荷作用控制，地形上多为临空高耸的悬崖峭壁、突出山咀和孤峰。它们是在具备适宜地形、上硬下软的岩性、构造（及溶蚀）裂隙发育和有地下水补给等自然条件的地段上，加上人为开掘井巷的诱导所形成的。由于在峭壁下开挖，形成大面积采空区，使岩体自然应力平衡受到破坏，卸荷作用促使采空区顶板下沉变形，向上传递，促使岩体向外倾斜，产生拉张力加扭力作用，形成了山岩开裂或局部伴有崩坍和陷落。在鄂西山区的矿区内❶，开裂上宽下窄，一般宽 1—2m，最宽者达 10m（图 15—6 及图 15—7）。深度一般为数十米，深者可达百余米。其分布与采空区有明显的空间对应关系。其形成时间滞后于开采时间，据对鄂西山区 12 个矿区的统计，滞后 10a 以上者占 58.3%，6a 以上者近 92%，最短者 2a，只有 1 处。据鄂西山区调查资料，采用空场法（自然支撑法）的矿山，100%的发生山岩开裂、引起环境恶化。据徐开祥研究，它有四个发展阶段：(a) 突破跳跃式变形阶段，造成岩体大面积下沉、形成地表张裂，变形增量较大；(b) 缓慢开裂阶段，期内变形增量不大，其方向具往复特点；(c) 急剧开裂阶段，地表裂缝变化十分显著；(d) 强烈破坏阶段，在爆破、暴雨等诱因下，最后可使开裂岩体倾斜、滑出（崩滑）或塌陷。多为突发性，常埋没矿井。

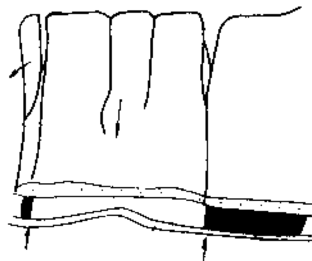


图 15—6 洞掘型山岩开裂示意图

❶ 徐开祥：鄂西山区山岩开裂，《水文地质工程地质》，1988 年，5 期。

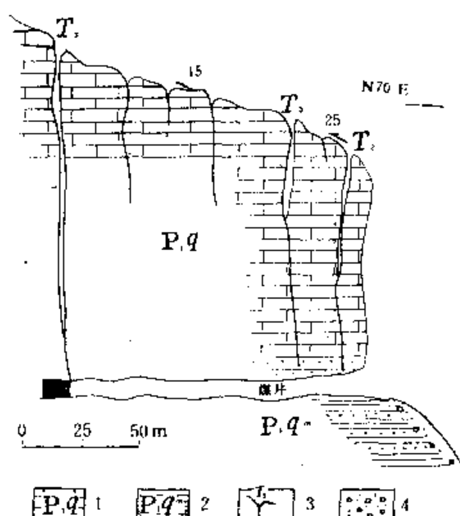


图 15—7　长梁石板山煤矿山岩开裂图
1—二叠系栖霞灰岩；2—栖霞组马鞍段灰岩；
3—山岩开裂；4—崩塌碎石块

1980 年 6 月暴雨后，于 6 月 3 日凌晨，宜昌盐池河磷矿发生了罕见的山岩崩坍，约 $70\times10^4m^3$ 的岩体急剧倾坍而下，摧毁了峡谷中的全部建筑物，职工及家属 284 人遇难，国家财产损失达 517×10^4 元❶。该矿建于 1969 年，历年采空总面积达 $6.4\times10^4m^2$。地层为前震旦系崆岭群、震旦系上统陡山沱组和灯影组。由于河谷切割，地形坡陡，相对高差达 500m 多，崩坍岩体处于三面临空的突出山咀上。断层横切节理发育，滑动面多沿追踪节理形成。浅部矿层基本采完、掏空、大面积采空场未予有效处理，矿压高度集中，围岩移动波及地表。上方陡崖从 1978 年冬开始发生裂隙和崩坍，破坏了陡崖的平衡；加上受连日暴雨激发，终于造成此次恶性崩坍。它经历了四个阶段：蠕变期、裂缝期、滑动期和崩坍期。

发生事故的原因，除忽视对地形、地质条件的研究及开采不合理外，主要是因不认真执行矿山开采技术政策所造成的。该矿原设计采用运输平硐与中央上山相结合的开拓方式，但在实际开采中搞所谓“设计革命”，沿山体坡角矿层露头，到处滥开硐口，仅在＋500—＋600m 之间，通地表硐口即达 12 个；还基本上采光了边界安全矿柱，仅在大面积采空场中稀疏的留有一些直径约 3m 的不规则矿柱。1979 年 6 月以前，未进行过空场处理；1979 年 6 月后和 1980 年 4 月、两次分别将几个矿房中的矿柱一次崩落，但未能填满采空区，在边界处的矿壁和围岩中形成了应力升高区，造成大量片帮，顶板下沉，底板鼓起张裂，出现切穿顶板裂隙，地表亦产生张裂，终于 6 月 3 日崩坍。事故说明：采矿必须执行开采技术政策，采用科学合理的采矿方法；认清地质条件，留足安全矿柱；处理好采空区及隔绝地表渗水。这类矿区，还需加强地上和地下定点观测，掌握地质条件的变化，并做好环境保护工作。

（三）地面滑坡

国内露天与地下采矿区，都发生过这类环境地质灾害。抚顺西露天矿南帮，曾发生过 57 次滑坡，是个突出的例子。产生原因是地下水将软质凝灰岩层软化成可塑体，导致滑动。滑动面上多见有水，大多发生在雨季或雨季后，它破坏了采场内外的岩体稳定。江苏阳山矿，由于地下开采引起地表移动，造成多级滑坡。其中的阳西大滑坡，发生在顶板石英砂岩、泥质粉砂岩、细砂岩和角砾岩中，宽 250m，延伸 300m 以上，地面裂口宽 1—2m，两侧高差达 3—8m，滑坡体面积近 $8\times10^4m^2$ [16]。美国曾有一座 240 米多高的煤矸石堆场发生滑坡，使邻近城区居民死亡 800 余人[18]。

❶ 据张玉琪：论盐池河磷矿山崩的采矿技术因素及教训，《化工矿山技术》，1981（5）。

（四）采矿诱发地震[1]

采矿疏干、塌陷、矿山压力和地应力释放，都可诱发矿区地震。一般虽无过大危害，但对矿区环境也会造成破坏。矿山排水或突水引起的浅源地震，在南方岩溶矿区多有发生，且与产生塌陷密切相关。水口山矿鸭公塘矿带九中段（－300m），1966年5月1日开始疏干放水，至6月19日放水量增至1357m^3/h，中心水位降深279.8m，6月27日发生大震响，7月24日发生地震，影响半径达5km，震中烈度为Ⅴ度。10月13日，再次增大放水量，28日发生最大震响，震级为2，震中烈度为Ⅴ，震源深度0.2—0.48km，震中位于大塌洞下方的构造带上。这次放水共产生塌陷202个[26]。大同矿曾先后发生过里氏2—3级的"应释"41次。门头沟煤矿二槽工作面，1979年8月由于采矿地应力释放，发生里氏3.81级的地震，地面震中烈度为7，是国内记录到最强的一次采矿诱发地震。

（五）采矿造成破坏岩土体环境的防治

矿区单纯的地面形态破坏，只能靠恢复土地利用的整治来予以解决。地下开采造成岩土体破坏的防治，其总原则是，根据矿区的地质和水文地质条件，采用适宜的开采与疏干方法，经常观测和预报不良环境地质现象的产生，及时开展保护矿区地质环境工作。

（1）研究矿区岩层裂隙和岩溶的发育规律，掌握其最发育地段和地下水强径流带，在其上方留足矿柱，或安排在最后开采。对预测可能形成地面塌陷、裂缝及沉陷的矿区，应采取先开影响小的地段，后开影响大的地段，并留足矿柱。

（2）选择适宜的采矿方法，预测崩落采矿法的崩落带高度，控制该带不沟通强水源；如可能沟通时，则应改选其他采矿方法；

（3）采用合理的疏干方法，控制疏干漏斗，不使之过大、过快，以减轻形成塌陷的规模；

（4）多井同时排水，使地下水位缓慢下降，缩小疏干漏斗，或人为放顶缩小崩落距离，以减少冲击地压强度。这些措施，都有利于减少塌陷、裂缝和诱发地震灾害，以保护环境；

（5）对已形成塌陷和裂缝的治理，应依其成因采取相应的措施。如对隐洞封闭条件好的塌坑，可用打充气孔的方法消除"腔体"的负压，以减少或避免再次产生塌陷；如隐洞的封闭条件差，则应切断潜蚀水源，进行回填或加固处理；

（6）对洞掘型山岩开裂和岩石崩坍，以及滑坡的防治方法有：①在有可能形成它们的地段上，采用充填法之类的采矿方法，不使顶板崩坍；②修整、堵塞地表孔洞，杜绝降水入渗补给地下水；③在可能形成滑坡的矿区，应降低采场边帮的坡度，并避免有水渗入该地段；④在坡角下严禁开挖，在边坡上缘严禁弃渣加载，以预防产生开裂和滑坡；⑤留足矿柱；

（7）对井巷突固的防治，应采取滤水疏干岩溶充填物，减少地表渗漏，揭露充填洞时应清除、衬砌、封闭之；预测突水和突固的巷道，应设置闸墙，必要时予以封闭。

三、采矿引起水质恶化，改变水文地球化学环境

由于矿床的存在和开采，多使矿区附近的地下水与地表水水质恶化，其危害程度不次于前述各种问题。这里仅作如下概述。

1. 矿区（床）地下水和地表水体的污染

[1] 滑坡与地震，属有关课讲授内容，本课不作深入讨论。

天然污染：主要指矿床内存在的有害人类健康及危害其他生物生存的元素或成分，在自然条件下进入地下水或地表水之中，污染了天然水体。如多金属及放射性矿床中所含的有害元素，经自然的氧化或淋滤或溶解作用，进入矿区水体中。这些有害元素，会在矿床周围形成大于矿体分布范围的、高异常含量的水晕。它具有与区域地下水化学成分不同的特点。它们的存在虽可作为找矿标志，但会危及人类健康和恶化环境，有些地方病即源于此。

采矿对水体的污染主要通过：①采矿揭露矿体，使有害元素直接进人矿井水中，造成污染；②采矿使不同成分的水相混合，往往使原来优质水污染，不能饮用；③勘探工程沟通矿体及含水层，造成污染；④废矿渣淋滤水，会成为富含有害物的污染水；⑤采矿附属工厂排放“三废”造成的水质污染；⑥采矿对大气造成污染，酸雨又污染了矿区水体；⑦各种原因导致的微生物污染。这些作用严重地污染了矿井排出水和地下水与地表水，危害了人体健康，恶化了矿区环境，其危害面积远大于矿床分布或开采范围。

2. 采矿改变了地下水循环条件，同样会使水质环境恶化

因采矿疏干形成新的地下水降落漏斗，加速了水循环或使原排泄区转变为矿井水的补给区，或直接使污染的地表水倒灌等原因，都会造成水质恶化。

3. 采矿还能改变水文地球化学环境

随采矿向深部发展，多使揭露的水文地球化学环境发生转化，常常是采矿活动使还原环境转化为氧化环境，发生新的物理化学变化，使水质污染，对人体产生不良影响。

4. 热污染

开采深部矿床有可能引导深部高热量（能）至浅部，使浅部地层或井巷空间增温，形成人为热污染。这主要是指某些井巷延深揭露出热水或在地热异常区采矿，井下温度超过安全规定，使作业环境恶化。

320 矿是个大水高温矿床，自 1958 年 10 号坑道从硅质带揭露出涌水量 $83m^3/h$、水温 43℃的热水以来，到 80 年代初主矿带 80m 中段已揭露出 53℃的热水，全矿最大排水量达 $4901m^3/h$（1982 年 3 月 8 日），为低矿化度的 $SO_4 \cdot HCO_3$—Ca 型水。采矿工作面一般气温为 30—38℃[1]，个别点超过 40℃，作业环境恶化[2]。该矿热水贮存于壶天群灰岩、栖霞组灰岩与当冲组硅质岩中，斗岭组砂页岩为保温盖层，热水受构造裂隙控制。经研究，认为本矿热害源于热水，因而治理也以治水为主，采用了超前探水与超前疏干，辅之以局部注浆堵水、挡水墙封闭出水点等措施。对大水高温的 80m 中段，用泵送 3—5℃的冷水至井内空气冷却器，以降低工作面温度，效果较好。

5. 防治水质恶化和污染的合理方法

最好的方法就是尽量保持各含水层和地表水体的天然状态。此外，还有以下措施：①采矿中不允许将混合后水质变坏的水相混合，勘探后须封孔，以免引起各层水混合；②注意提高矿石的回采率，减少应采矿石的损失；尽量综合回收利用伴生的副矿物，并回收三废中的有用物质，以减轻水的污染程度；③选择具适宜地形、岩性和构造的位置堆放废弃

---

[1] 国务院 1982 年颁布的“矿山安全条例”中规定，井下作业地点的气温不得超过 28℃，超过时应采取降温或其他防护措施。

[2] 李成源等：320 矿床地温场特征及热害防治，《水文地质工程地质》，1985 年，1 期。

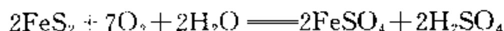
物；疏导降水，不使其渗入矿井；不使废弃物渗出液进入矿井和未污染含水层、并尽快排出矿区；④在可能揭露热水的矿区，应把防止热害和利用热能结合起来，应单独引出热水，广为利用。

四、酸性矿井水的形成与防治

许多矿井，由于矿床本身的特点及受开采影响，涌入井巷和排出的矿井水，一般都含有腐蚀性碳酸、硫酸、硫酸盐、有机酸及无机酸，因而使矿井水具腐蚀作用。从废石堆及尾矿坝渗出的水等也为酸性水。它们在恶化矿区环境中起重要作用。

酸性矿井水的危害极大。淄博矿务局的资料说明[6]，当矿井水中游离硫酸含量在2000mg/L 以上，pH 值低于 4 时，就会对金属起强烈的腐蚀作用。井下的金属设备只要在这种水中浸泡几天或十几天，就被蚀损得不能应用。排除 pH 值为 3—3.5 的酸性水，铁质水泵只能连续开动十几个小时，熟铁排水管只能使用1—2 个月。对工人的服装等亦具严重的腐蚀作用。

酸性矿井水的形成，通常认为是硫化矿物氧化水解的结果，包括细菌的生化反应。开采硫化金属和煤矿床，总会揭露和废弃大量的硫化矿物，如黄铁矿（FeS_2）。它们氧化后生成硫酸及硫酸亚铁：

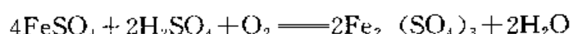


$$2FeS_2+7O_2+2H_2O = 2FeSO_4+2H_2SO_4$$

进一步氧化，生成硫酸铁和其他金属硫酸盐：

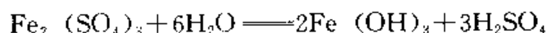


$$4FeS_2+15O_2+2H_2O = 2Fe_2(SO_4)_3+2H_2SO_4$$



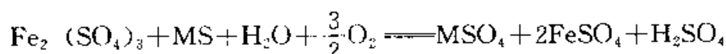
$$4FeSO_4+2H_2SO_4+O_2 = 2Fe_2(SO_4)_3+2H_2O$$

生成的硫酸高铁，在水的 pH>3.5 时发生水解：



$$Fe_2(SO_4)_3+6H_2O = 2Fe(OH)_3+3H_2SO_4$$

生成的 $Fe_2(SO_4)_3$ 具有溶解各种硫化矿物（MS）的作用：



$$Fe_2(SO_4)_3+MS+H_2O+\frac{3}{2}O_2 = MSO_4+2FeSO_4+H_2SO_4$$

在 FeS_2 氧化过程的第一阶段，有自然界的氧与水参加；第二阶段主要是有氧化铁生金属菌（Iron-Oxidizing metallcgenium）和氧化铁硫杆菌（Th. ferrooxidans）对 Fe^{++}（铜锌镍钴砷等）硫化物起生物氧化作用。酸性矿井水的形成，还与矿床的成因类型、埋藏条件、矿物组成、开采方法、水文地质条件及气象等因素有关❶。

在淄博矿区，有的老空水每升含硫酸高达 8000mg 以上，pH 值仅为 1—2[6]。一般，酸性大的形成主要取决于成矿特点和构造条件，含硫量愈多的矿区，愈易出现酸性水，且酸度愈高；富矿体部位较浸染部位易于生成酸性水，且酸度亦高；最易分解的是磁黄铁矿、闪锌矿等，最难分解的是黄铁矿和方铅矿等；矿层厚度愈大、倾斜愈陡，越易于形成酸性水；浅部水平比深部水平易形成酸性水。

不同成分（来源）水的混合，也能形成酸性水。矿井排水多是将各采掘面、各井巷的涌水先汇集到总水仓，然后排出地表，因而是混合水。在多数情况下，地下水的混合常伴随元素的沉淀、溶解、吸附、置换和气体的逸出或进入等一系列物理化学作用，使得混合水成分更复杂，或成为变质水。

---

❶ 萧志华：硫化矿酸性水的成因及治理，《化工矿山技术》，1981（5）。

酸性矿井水防治的总原则是：首先是“防”，即采用合理的开采和疏干方法，尽量避免形成或过早形成大量的酸性矿井水；其次是“治”，即对已形成的酸性水进行积极地治理，减少其危害程度。预防主要应从开拓布局上加以避免，力争减少地面水渗入坑道；开采厚矿层或多矿层时，都应先采下部，后采上部，以避免过早和过多的生成酸性水，缩短排强酸性水的时间；分水源单独排水，不使不同源水相混合。对某些非硫化矿床（如煤），应采用先采少硫地段，后采多硫地段；对某些含强酸水的老空，应暂予隔离，待开采末期排除。防止废石堆氧化，应予以密封。治理的措施，一是将酸性水冲淡。它适用于酸性水量小、非酸性水量大的矿井，将两种水按适量比例混合，以冲淡酸性水。淄博矿曾将十行煤斜下山区含游离硫酸 2150mg/L 的水引入主水仓，与含酸量低的七行煤水相混合，混合后游离硫酸含量降低到 800mg/L，减弱了水的腐蚀能力[6]。二是中和酸性水。在酸性矿井水中掺入生石灰进行中和，以降低水的酸度。由于生石灰用量过大，故不适用于排水量大的矿区。三是分级排水。当酸性水出现位置较高时，应中途拦截排除，不使其流入低水平水仓，并可减小水泵扬程。经证实，淄博矿区 100m 扬程水泵，较 50m 扬程水泵的使用期缩短三分之一以上。

美、日等国采用了先以氧化细菌（亚铁氧化杆菌）氧化酸性水中的二价铁，再用石灰石中和的处理的技术。这是一种技术可靠、经济合理的方法。

据对煤矿排水的研究❶，在排水不畅、处于封闭、半封闭状态的矿井，多形成酸性矿井水。而在排水量较大，循环较快的矿井中，来自灰岩富含钙镁的地下水，常与矿坑水中的硫酸反应生成 CO_2，形成碳酸溶液；进一步反应（$H_2CO_3+CaCO_3 = Ca^{2+}+2HCO_3^-$）出现重碳酸根，形成碱性矿井水。其特点是 $pH>7$，铁含量低，硫酸根含量高，硬度大。

五、矿区地表水体环境的改造破坏了自然景观

为了减少矿井涌水量，保障采矿安全，各矿区都要对地表水体进行调整，结果破坏了原自然景观。改造的措施有：

（1）在矿区上游筑坝拦水，既作供水水源，又减少了流经矿区的地表径流量，结果改变了地表水景观。山东黑旺铁矿，原受淄河水和潜流的长年补给；但自 1972 年上游建太和水库起，矿区只能在水库放水时获得地表水渗入补给，河流平时也成为干河床。

（2）采用疏通、加宽取直河道和衬砌防渗，以及排干积水等措施，以杜绝地表水渗入，加速洪水过境，减少矿井涌水量。

（3）河流改道。对流经露天矿区或易塌陷地段的河流，则须将其改道，移至矿区或易塌地段之外。这极大地改变了地表水环境。

（4）用崩落法采矿生成的裂隙，既可导致地表水灌入矿井，减少地表水量，又可使地表塌坑积水，增加地表水的贮留量，两者都改变了自然景观；

（5）矿区疏干尚可导致沼泽湿地被疏干，也可改变地表水景观。

采用哪种措施调整地表水体对采矿有利，应视每个矿区的具体条件进行安排，但应以少改变当地地表水的环境为宜。

上面我们将矿区环境地质问题分为若干方面分别作了介绍。在实际生产中，地质灾害通常不是孤立产生的。例如矿区疏干，不仅可破坏供水水源，又是产生水质变坏、地面塌

---

❶ 韩行瑞等：大规模采煤对岩溶区水环境的影响，《中国岩溶》，1994 年，第 2 期。

陷和开裂的直接原因。因此，在实际生产中，对环境地质问题要进行综合研究。研究中应注意：①勘探中，应在研究矿区水文地质条件、预测涌水量的同时，加强矿区环境地质与保护生态环境的研究工作；②在重视现场研究的同时，加强环境地质的理论研究；在研究单体灾害的同时，加强总体规律的研究；③在评价现状的基础上，作好对地质灾害预测和防治的研究；④贯彻“以防为主，防治结合”的原则，在制定防治环境地质灾害方案时，应从多方案对比中择优；⑤在有代表性或产生严重环境地质灾害的井巷和地表，应设置长期观测网，以掌握它们的活动规律。

§4 模型技术的运用与矿区环境整治[1]

一、用于矿床疏干、突水预测、供水和环境保护的模型研究

在矿山生产中，面临的一些重大问题就是矿产资源要充分开采，生产要安全，水资源要充分利用，环境要保护，生产成本要低，经济效益要大。由于这些要求之间相互制约，常产生矛盾，因而要求对矿产、疏干、供水和环保予以综合考虑，进行同时评价、同时设计和同时建设。然而，长期以来，国内矿区在进行疏干工作时，矿床水文地质调查人员很少参与；多数矿区疏干工程的设计与供水评价，甚至与矿坑涌水量预测相发离，更不考虑对环境的影响。在同一地下水系统之中，虽上述因素互相制约，但以往多是各行其是，在评价与管理上彼此割裂，缺乏统一的规划与管理。因此，作出的涌水量预测、疏干设计和供水量评价，都不可避免地会产生较大的误差。自 70 年代以来，有了较大的改善。随着系统工程理论的引进，开始用系统化、模拟技术和最优化理论进行地下水资源的评价与管理；有些水文地质工作者，也在对全地下水系统作供水、涌水量预测、疏干和环保的综合评价与管理的研究工作。

实际上，某个问题的解决可以通过多种途径，模型研究也不只一种。但作为本课程的引深内容，本节只引述见于国内刊物的四个实例，作为解决该类问题的方法之一，予以概略介绍，供教学中参考。

1. 供、排水结合的多目标管理模型

为取得同一地下水系统（单元）内矿区排水和供水最优化方案，李竞生等[2] 以系统内供水量最大（$\max Z_1$）和矿区排水费用最小（$\min Z_2$）为目标函数，求得了响应矩阵，确定了五项约束条件，建立了供、排水的地下水多目标管理模型的数学模型：

$$
\text{目标函数}\begin{cases}\max Z_1 = \sum\limits_{i=1}^{I_p} Q_i \\ \min Z_2 = \sum\limits_{i=I_p+1}^{I_Q} C_i Q_i\end{cases}
$$

[1] 原大纲无此内容，增此节仅供参考。

[2] 李竞生等：地下水多目标管理模型的研究，《水文地质工程地质》，1990 年，2 期。

$$
\text{约束条件}\begin{cases}
\sum_{i=1}^{I_Q} A_{ij}\ (x,\ y,\ t)\ Q_i \geqslant H_j^A - h_{Ij}\ (j=1,\ 2\cdots\cdots N_1) \\
\sum_{i=1}^{I_Q} A_{ij}\ (x,\ y,\ t)\ Q_i \leqslant H_j^B - h_{Ij}\ (j=N_1+1,\ \cdots\cdots N) \\
Q^l \leqslant Q_i \leqslant Q^m \quad (i=1,\ 2,\ \cdots\cdots I_Q) \\
\sum_{i=1}^{I_P} \quad Q_i \geqslant Q_g \\
\sum_{i=I_P+1}^{I_Q} \quad Q_i \leqslant Q_P
\end{cases}
$$

式中：I_P——水源地取水井数；

I_Q——总抽水井数；

Q——单井抽水量；

C——矿区排水价值系数；

A_{ij}——响应矩阵；

H_j^A——水源区水位的最小值；

H_j^B——矿区的计算安全水压值；

Q^l——单井供、排水量的下限；

Q^m——单井供、排水量的上限；

N_1——水源地的约束点数；

N——全区约束点总数；

Q_g——水源地最低要求供水量；

Q_P——矿区最大排水能力；

h_{Ij}——开采前（天然）水头值。

作者通过采用“模糊线性规划法”和“加权分析法”，用单纯形法求得了上述数学模型的最优解。结合实际问题，对上述原模型及其计算过程作灵敏度分析，以对原模型进行检验和评价。

运用此模型，作者对济宁—兖州煤矿区的供、排水进行了最优化设计。

该矿区分布的奥陶系灰岩含水层，为该区的供水与疏干层。按既能满足兖西水源地供水，又能满足岱庄、许厂井田安全采煤的要求，使用了上述模型。其最优解列入表 15－4 中。两种方法计算结果相近，说明多目标管理模型能全面地概化实际问题，在解决复杂地下水系统多目标优化时有其优越性。

表 15—4

优化结果 求解方法 \ 供排水	水源地供水量 ($10^4m^3/d$)	矿区排水费 (10^4 元/a)
模糊规划法	6.25	45.73
加权分析法	6.32	46.04

2. 矿井突水预报的专家系统

矿井突水预报工作，涉及到诸多因素，包括矿区的地质、水文工程地质、自然地理、环境、开采条件等，当前还难于对其作出准确的预报。但根据较成熟的矿床水文（工程）地质专家在实践中积累的经验和具有的广泛知识，以及正确的研究方法，却可以作出正确地预测。

专家系统是近年兴起的一种新方法，是一个含有大量专门知识和经验的高级计算机程序系统。它可以依据具有的知识和得到的资料，模拟专家的思维过程，作出推理判断，并解答某个领域的专门问题。国外不少领域已建成许多专家系统，都能解决该领域的实际问题。

引文[1] 用专家系统方法，初步建立了华北聚煤区煤矿工作面回采过程中底板突水预报专家系统（简称 WIFDCM），并用它对肥城煤矿区两个工作面作了突水预报。

根据总体设计思想，采用模块化结构，本系统模型由知识库、数据库、推理机、解释系统和学习系统等独立模块构成。

知识库存放突水预报领域内专家的知识与经验。数据库用于存放待预测点附近与突水有关的一些基本信息。推理机解决推理方法和推理策略问题。解释系统在用户输入信息时，会经过推理，给出结论；如用户提问，它还可作相应的回答。学习系统用学习形式使知识库得到丰富和完善；还要完成突水最佳判定值和模糊域的确定。最佳判定值为判定突水或不突水的决策界线；最终突水判别模糊域为：0.56，0.66。

运用此系统，对肥城矿两个回采工作面作了突水预报。依据资料包括水压、保护层厚度、含水层厚度、历次突水量最大值、水的矿化度、钻探岩溶率、单位涌水量、预测点距断层的水平距、断层落差、断层倾角、煤层倾角、采高、采速和采空面积等项。

预测结论：

陶阳 10802 工作面：ODDS（突水判定后验概率）＝0.30＜0.56，系统判定不突水，实际回采不突水，判定正确；

大封 9313 工作面：ODDS＝0.98＞0.66，系统判定突水，实际回采发生突水，判定正确。

实例说明，此专家系统用于煤矿突水预报是可行的，尤其是对暂时无法获得更多资料，又急需预测的矿区。此法虽尚不够完善，但值得研究，作为防治水的一种咨询工具很有意义。

3. 矿床疏干的经济管理模型

松宜煤矿区，四周为被泥盆和志留系砂页岩封闭的地下水系统，开采二叠系马鞍山组煤层。顶板分布有栖霞和茅口组灰岩含水层；底板为上石炭统黄龙群灰岩含水层。区内岩溶发育，含水层富水性强。九对矿井中有四对的最大涌水量超过 83.33m^3/min，降雨前后涌水量相差 10 倍以上。矿井以底板突水为主，占 90％强。引文著者[2] 在分析矿区地下水系统，查明矿区水文地质条件，提出概化模型的基础上，为防治矿山水，考虑采用治河、治沟、开挖平硐、井下堵水和强排疏干等五项措施，以全年平均防治水费用最小为目标函数，建立了优化管理模型。

---

[1] 张敏江、王延福：华北聚煤区煤矿工作面回采过程中突水预报专家系统，《水文地质工程地质》，1992 年，2 期。
[2] 吕康林、唐依民：湖北松宜矿区地下水系统分析及其防治水意义，《中国岩溶》，1991 年，第 4 期。

目标函数：

$$(\$_1+\$_2+\$_3+\$_4+\$_5)/Y+C\cdot(Q-\sum_{i=1}^{4}\Delta Q_i)=\min$$

约束条件：

$$Q-\sum_{i=1}^{4}\Delta Q_i\leqslant Q_{max} \quad ①$$

$$W\cdot(Q-\sum_{i=1}^{4}\Delta Q_i)\leqslant W_{max} \quad ②$$

$$\sum_{i=1}^{4}\Delta Q_i<Q \quad ③$$

$$C\cdot Y\cdot\Delta Q_i-\$_i>0 \quad (i=1,2,3,4) \quad ④$$

式中，$\$_{1\sim5}$表示上述五种措施的工程费用；$\Delta Q_{1\sim4}$为前四种措施所减少的涌水量；$Q$ 表示矿井原涌水量；Y 为服务年限；C 为每吨水的排水费用；Q_{max}为最大排水能力；W 为排每吨水的用电量；W_{max}为最大供电量。约束条件中的①式示矿井实际涌水量不能大于最大排水能力；②式为实际用电量应小于最大供电量；③式为治水减少的涌水量之和应小于治水前涌水量；④式示治水产生的效益应大于投资。

该模型实际上是一种经济管理模型，对矿区防治水有实用意义。在实践中，可考虑增、减防治水措施，以建立各矿适宜的管理模型。

4、岩溶塌陷的模糊综合评判[1]

铜陵是我国重要的有色金属基地。但因采矿也带来了一系列环境地质问题，其中以塌陷造成的危害最为严重，损失最大。至1991年，已发生塌陷11处，塌坑277个。其中，小街塌陷区处在居民密集的市区，自1955—1991年共形成101个塌坑，还有地裂缝和地表沉陷。

安徽第二水文工程地质队对该区进行了初步勘查，之后用模糊集理论对小街的地面稳定性作了评价，取得了较满意的结果，为防灾与整治街区提供了地质依据。

按当地条件，将2km^{2}的评价区划分为20个评判单元，取5个评判因子，进行了数值化与分级。五个因子的数值化为：

(1) 浅部岩溶发育指标：$x_1=F_i/F$

(2) 塌坑、裂缝、隐伏洞穴发育指标：$x_2=n_i/F$

(3) 基底破碎指标：$x_3=d_i/F$

(4) 地形特征指标：$x_4=1/\frac{h_i}{H}\times10^2$

(5) 地下水位指标：$x_5=Z_i/F$

式中，F_i 为 i 单元中浅部岩溶发育面积；h_i 为 i 单元中塌坑、隐洞个数与裂缝条数之和；d_i 为 i 单元中通过的断层条数；h_i 为 i 单元中地面平均标高值；H 为评判区地形标高最大值；Z_i 为 i 单元中地下水位仍维持在浅部岩溶发育带标高以上的面积；F 为评判单元面积。

将调查的实测值代入上述五式，求得各单元的不同指标值。选取三级分界限。通过隶属函数的选择与计算提出了三个标准方程，求得各单元5个因子的模糊关系矩阵：

$$\{u_j\}_{5\times3} \qquad (j=1、2、3、\cdots\cdots20)$$

---

[1] 据全望永等：铜陵小街地区岩溶塌陷模糊综合评判，《中国岩溶》，1992年，第4期。

求得权矩阵：

$$W=(0.2, 0.35, 0.05, 0.15, 0.25)$$

最后进行模糊综合评判，即将单元模糊关系矩阵与权矩阵复合，得各单元模糊综合评判集：

$$B_i=Wu_j$$

据最大隶属度原则，判定各单元的地面稳定性级别（成果图与表从略）。最终小街地区有较稳定域10个，不稳定域6个和极不稳定域4个。此方法虽尚需改进，但用它评价地面稳定性，是从定性评价向定量评价迈进了一步，是新方法的尝试。

除上述外，上海在地面沉降研究中，在建立开采量、回灌量、沉降量与地下水位的相关模型后，并在取得基本控制沉降的情况下，于80年代又与国外合作，建立了水动力模型与土力学模型相结合的三维沉降模型，取得了新进展。目前，许多城市和地区，都分别以供水或改善生态环境或水质改良为目标，建立了水资源管理模型或供、排水结合模型或水质、水量联合管理模型或地表水与地下水联合调度模型或全流域用水优化分配的规划管理模型等，以解决各自出现的问题；同时，也提高了我国水文地质工作的水平。

二、矿区环境整治简述

矿区环境地质问题的产生与防治，对人民生活和国家建设都有着十分重要的意义。因此，生产矿区都亟待预测和预防会发生的环境地质问题；对已发生的环境地质灾害要加以整治，使其向良性方向转化。美、德、原苏联及加拿大等国的复垦率已达50%以上。我国对矿区环境（地质）的预测、预防，尤其是整治，尚未引起各方应有的认识。据1990年资料，我国矿山企业共占用和破坏土地3×10^7万亩，且每年以30—40万亩的速度递增。虽有些矿山已开展了整治工作，并取得了成绩，如常德金刚石矿已复垦还田4725亩，超过征地面积的5%，山东铝土矿到1983年已复垦征地面积的42%（1400余亩）❶，但完整的经验尚少见。因此，应当规定，在矿床开采评价中须从量上评价环境的破坏程度，应严格执行"环境保护法"，并应制定减轻对环境不良影响的措施及进行环境监测工作。

下面仅据法国的有关报道，对矿区整治作些简介❷。法国地质矿产调查局对已完成矿区环境整治工作的15个矿区（包括铅锌矿、萤石矿、重晶石矿、铁与黄铁矿、铝土矿、银矿和铀矿等），于1979—1982年作了调查。其中，有废弃几百年的矿场，也有正在开采的矿区。从整治类型看，有的矿区应尽可能地恢复土地原有功能，有的则应整治因采矿所变化的场地，将其重新纳入自然或人类活动的环境。

矿山整治工作，按其性质有三种，即社会与文化性整治、农业性整治、林业性与景观整治。下面选三例予以说明。

（1）社会与文化性整治。Grandfontaine矿（下莱因省）出产过80多种矿产，铁矿、黄铁矿开采到1943年，在科学界享有盛誉。因此，促使人们要把它恢复成为一座学术性、旅游性场所。通过技术考察，1980年批准整治计划，将其整治成参观采矿活动的场所。1981年对外开放。格朗方丹镇计划继续进行整治，建立地质矿产博物馆和地质旅游路线以及宣传采矿新知识等场所。

（2）农业性整治。Pessens重晶石矿（阿韦龙省）于1919年始露天开采重晶石。开矿

❶ 陈勤树：地面沉陷对环境的破坏及其防治，《水文地质工程地质》，1990年，1期。

❷ F. Maubert，M. Sauter：法国对矿区的环境整治经验，《水文地质工程地质译丛》，1988年，3期。

公司对露采地段进行农业整治，整治的土地有30ha左右，用从开采并取出的剥离物充填原有的采空区，使之接近采前标高，上铺30cm厚的腐植土，并在其上播种不同作物。从第8年开始，所获得的产量相当于邻近未扰动土地上的收获量。

(3) 林业性与景观整治。Chanteloube铀矿（上维埃纳省）曾进行露采，面积约16ha，呈南北向条带状分布。从总体上看，矿区无植被，只局部生长些小灌木，从形态和色调上破坏了该区风景。

法国地调局对该矿区进行了“环境重建计划”和“重新利用采矿场”的可行性研究。在1980—1981年进行了施工，降低了废石堆坡度，将坑坡变缓、植被化，将采空区改为人工湖。为重建成旅游、文化区，还将在公路上建汽车驾驶员休息区，可登高观赏该区特殊景观；建地质矿产资源博物馆；在老沉淀池建生物区；建为生物体进行研究提供信息的地带。

从上述经验可看出，依据环境保护法，从制定开采设计方案起，就要制定土地恢复规划，并得到切实执行，以使废弃矿场重归于周围环境之中。

第十六章　矿床水文地质调查的特点

矿床与矿井水文地质资料，皆源于水文地质调查工作，调查中所运用的基本理论与手段，多与供水水文地质调查相同。但在运用中，应针对矿床排水的特殊性有所侧重。下面仅就与供水调查有明显区别之处，予以概括介绍。

一、从矿床地质勘探孔中获取矿床水文地质资料

在矿床地质的各调查阶段中，总是要打大量穿过矿层的地质勘探钻孔，如能重视和利用它们进行水文地质观测与试验，定能从中获得大量的宝贵资料，又能节省大量的水文地质调查工作量。这是其他水文地质调查所不具备的条件。许多资料单凭水文地质勘探是难于得到的。这些资料包括含水层及富水地段的情况，钻孔冲洗液消耗量及钻孔涌水量，岩芯孔隙性、裂隙和岩溶的形态与数量，矿床充水水源与通道，地下水位、水温及水成分的变化；同时，可取水、岩、土样进行水文地质试验，取得有关参数，以及揭露矿层下面含水层时得到的有关资料等。

矿产普查阶段，一般要求对地质矿产钻孔尽量多地进行水文地质观测工作，仅在有特殊意义（富矿、最先开发、受地下水威胁最严重等）的地段上，才布置少量的专门水文地质勘探工作。在勘探阶段，随专门水文地质孔的加多，进行水文地质观测的地质孔数，可适当地减少。

从地质孔中所获得的原始水文地质资料，经过分析整理，就能对矿床水文地质条件得到较全面的认识。

（1）编制钻孔水文地质综合成果图表（见图3—2），从中可得出有关的水文地质规律。

（2）编制剖面图。依据单孔剖面图表和其他资料，据不同要求，可编制成不同类型和不同方向上的水文地质图件、表格及文字说明。如：①矿区钻孔水文地质观测成果对比及岩溶含水层富水性分带图（图16—1）。②岩溶发育与深度关系曲线图（图16—2）。③水文地质剖面图。可示出含水层与隔水层的分布规律与其基本特征。④含水层顶板埋深及含水层厚度剖面图等。

（3）综合全部剖面图，可编制出相应精度的、能反映全矿区某些内容的水文地质平面图幅，如矿床充水含水层分布图、矿区主要含水层水化学图及矿床顶板埋深或等厚度图等。它们既可用于初步判断矿区的一般水文地质条件，又可为后期勘探和编写报告提供基础资料。

须指出，从矿床地质勘探中获取水文地质资料有三种情况：一为利用地质勘探工作的间隙时间进行水文地质观察、测量和取样，基本上不影响地质勘探工作的进行，如对地下水位与水温的观测，对自流水量的测量。取出岩芯后，应立即鉴定岩性，并观察裂隙、岩溶发育特征，判定是含水层还是隔水层等；二是在水文地质工作需要时，须暂时停止钻进或施工，待完成水文地质工作后，再继续进行地质钻进。如发现新含水层时，则要停钻观测其稳定水位或进行临时抽水试验，或取岩、土、水样；三是对某些矿床的某些地质孔，在

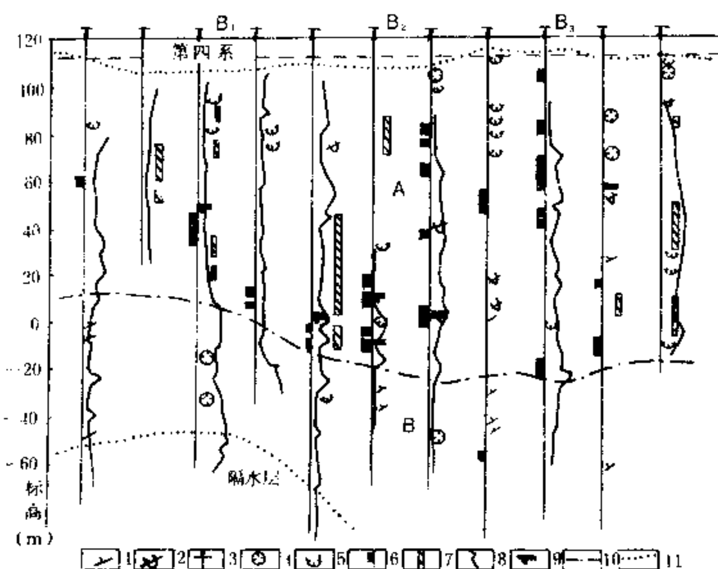


图 16—1　曲塘矿钻孔简易水文地质成果对比及岩溶含水层富水性分带图[10]

1—裂隙；2—溶蚀裂隙；3—钻孔位置及编号；4—溶孔；5—溶蚀（包括孔状，蜂窝状、海绵状等）；6—溶洞；7—岩心裂碎地段；8—回次进尺水位变化曲线；9—钻进时漏水地段；10—富水性强（A）与富水性弱（B）之分界线；11　岩层分界线

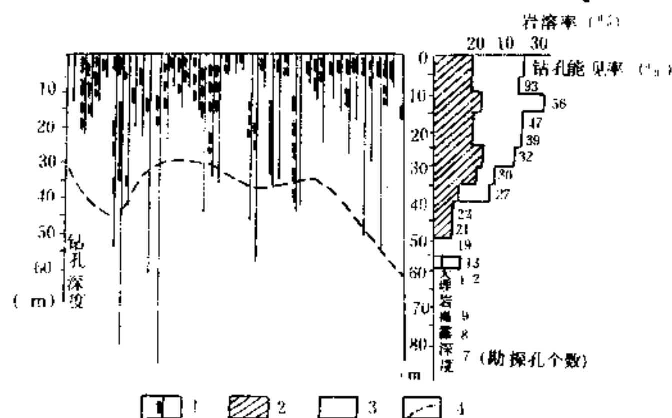


图 16—2　岩溶发育与深度关系曲线图

（据广东省地质局七〇四地质队）

1—钻孔及溶洞位置；2—岩溶率；3—钻孔中溶洞能见率；4—岩溶溶蚀下限

完成地质任务后，因水文地质需要仍须钻进至下部主要含水层中，掌握其水文地质特征。

由上述各项水文地质观测所取得的资料，通常仍不能满足该调查阶段的要求。应根据规范要求，布置专门水文地质工作，获取有关资料。

二、井巷围岩隔水层（组）的研究

矿床顶底板或井巷围岩是否有隔水层，其岩性、完整程度与厚度如何，对井巷涌水、采矿方法的选择及井巷稳定性具有极其重要的影响。因此，在调查中，对充水层和隔水层应予同样重视。一般常将隔水层分为两种：一种是能确实起隔水作用的隔水层，如厚度较大、分布较稳定、裂隙不发育的页岩、砂质页岩、泥岩、多数岩浆岩和变质岩。其钻孔单位涌水量一般小于0.001L/(s·m)；二是具较多裂隙的页岩、砂质页岩、部分岩浆岩和变质岩、岩溶和裂隙发育较弱的石灰岩，它们与相邻强含水层相比，渗透性能显著减弱，称为相对（弱）隔水层。岩层的隔水与透水性能，可在一定条件下转化，如隔水底板遭破坏，常可转化为弱隔水层甚至透水层。

广东地矿系统，根据经验，对不同隔水层采用不同的研究和评价方法[10]。

Ⅰ．不稳定的（图16—3）：埋藏在主要矿体或最低开采水平以上的隔水层，疏干后水位降低到隔水层以下，起不到隔水作用者。对此类隔水层只了解其岩性、分布、厚度、产状和埋深即可。

Ⅱ．过渡性的：又可分为隔水层分布深度略低于最低开采水平者（$Ⅱ_2$）和隔水层虽延深大，但厚度薄或受断裂破坏者（$Ⅱ_1$）。排水时，两侧可沟通，仍起不到隔水作用。调查时，除掌握隔水层的分布、产状、厚度、岩性和构造条件外，还应做抽水试验，观测其两侧连通情况；取岩样作抗压试验，以评定它的隔水程度。

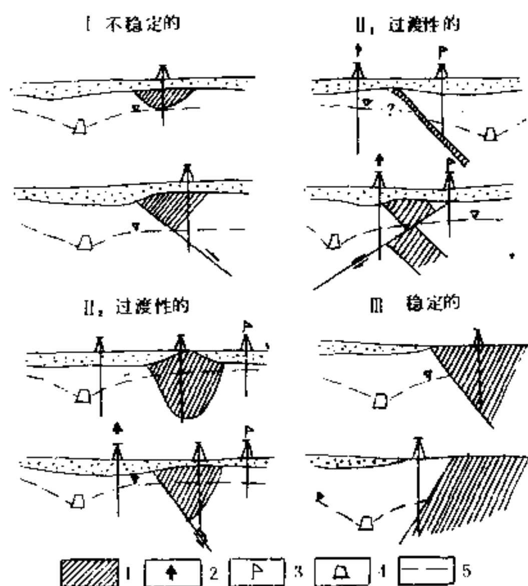


图16—3　隔水层示意图

1—隔水层；2—抽水孔；3—观测孔；4—未来排水坑道；5—地下水位

Ⅲ．稳定的：隔水层厚度大而稳定，未受破坏，延深又远超过最低开采水平者。主要依据地质资料即可掌握其有关特征，可不作其他专门性工作。但对岩溶裂隙不发育的石灰岩"隔水层"，应慎重地进行较详细的勘探、试验工作，经综合评价后才能认定。

隔水层的性能，不应仅从岩性上作判断，还可采用岩芯检查法、冲洗液消耗量法、注水法、抽水试验法、天然水位法及物探法等来判定它是否能起到隔水作用。

三、井巷水文地质工作

在已有矿区的外围勘探或接近勘探区有老矿区时，都应对现有矿井（包括勘探井巷）进行水文地质调查。

（1）井巷地质、水文地质测绘：随井巷的推进，要求把井巷揭露的地质现象，按地质测量要求绘制成井巷地质图；同时，按水文地质测绘要求、绘制井巷水文地质图。

（2）观测井巷中的全部出水点：观察它们的涌水状态、测定其涌水量、分析其出水条件，确定充水水源和通道，总结涌水规律，进行绘图和取样。对有意义的出水点，应进行

长期动态观测。如发现有新突水征兆和新的突水点时，应及时进行观察与测量，预测其发展，提出防治措施。

（3）对岩溶和断裂的发育规律进行研究：研究内容前已述及，选具代表性地段，测量它们的岩溶率或裂隙率。

（4）观测矿山工程地质现象：除观测塑性地层、断裂带和岩溶极发育带等处的稳定程度之外，主要观测由矿山压力和水压力造成的巷道顶板移动和冒落，底板底鼓、裂缝的生成和出水情况；对支柱变形、冲击地压和露天采场的边坡稳定性，也要观测。

（5）调查老空：对其位置、范围，开采及排水情况，淹井或废弃原因，以及对老空的积水条件、补给水源和通道、积水量、水压、水成分及与其他水源联系情况等都应予以研究。

最后要求把获得的全部资料，反映到井巷水文地质图幅之中。

四、大型抽水、井下放水和连通试验

（1）大型抽水试验（指表5—1中Ⅱ—3—2类型）：自70年代以来，在国内、外一些大水矿床和某些供水水源地的勘探中，除进行一般性的抽水试验外，还在一些关键性的地点，使用由大量钻孔组成的大口径、大流量、大面积、大降深、强干扰和长时间的大型抽水试验。它暴露和解决的问题多而确切，取得的参数精确。关键性的地点有：问题最多又难于解决的地段，首先开发和最终水平，岩溶裂隙最发育、最富水和排水工程最集中的地段，主要来水通道和巨大水源附近。

这种试验，因其勘探量过大，投入的人力多，耗资大，对天然水文地质条件破坏较重，故使用时要慎重，一般矿区不宜进行。

（2）井下放水试验：在勘探巷道，尤其在生产矿井，为确定大水矿床顶、底板高压含水层能否降低水压或能否恢复已淹井巷，同时又能取得某些参数时应用。由于它能解决生产问题，取得参数的精度高，受到了水文地质工作者的高度重视。

（3）连通试验：多用于确定矿井涌水通道的位置、涌水来源、含水层间的联系，寻找地下河道，求地下水流速和流向，以及确定堵水截流部位等。在上游点投源，在下游（多在井巷中）的出水点观测指示剂的出现时间，以确定两者的联通部位与联系程度。有人已将连通试验用于测算地下的河流量[1]。

五、堵水截流水文地质调查和矿区环境地质研究

这也是矿床水文地质调查中独有的两项专门性工作，已在第十五章中概略地介绍了，不再赘述。

六、编制矿床水文地质图系

矿区水文地质编图，目前尚无统一的原则，多是在一般性的水文地质图上，编入某些表示有关矿床充水条件与某些开采因素的内容。对同一矿区，尚很少见到能反映矿床水文地质特征、涌水和突水量预测、疏干防治水及矿区环境地质现状与预测的图件。反映这些内容的矿床水文地质图件，应是一套图系。主要专门性图幅的比例尺应同于该调查阶段的比例尺；一些附属图幅的比例尺，应视其内容和作用，可小于专门性图件的比例尺。

1. 综合矿床水文地质图

---

[1] 梅正星等：利用地下水连通试验资料测算地下河的流量，《水文地质工程地质》，1986年，5期。

可编制成矿床充水条件图或矿床水文地质特征图。其内容包括：①矿体（层）、顶底板隔水层及主要充水层的层位、产状、岩性、厚度、埋深、分布及其水文地质特征；②各种构造，尤其是断裂构造的产状、分布、地质及水文地质特征；③岩溶发育规律及其水文地质特性；④主要充水层的类型、水头分布、流向、补径排特征、水质类型及富水规律；⑤矿床充水水源的类型、分布、水量及水质特征；⑥主要充水通道的类型与位置。

2. 专门性矿床水文地质图

可编制成一套图；如系水文地质条件简单或资料较少的矿区，也可简编成一张综合性图。

(1) 矿床顶底板岩性、厚度、隔透水性、主要充水层等水位（压）线及水位埋深图。它应反映出矿床（体）本身的各种特性，直接及间接充水层和隔水层的各种特征。

(2) 矿床开采条件及突水预测图。内容包括：井巷分布；地表环境改变区的位置、改变性质与规模，如洪水淹没矿床部位、易渗河段、降水易渗地段、塌陷范围及裂缝规模等；预测涌水量增大地段，如裂隙及岩溶强发育部位、地下水强径流带、充水水源分布区；隔水顶底板等厚线及预测可能透水部位，如变薄、尖灭地段、构造严重破坏地段等；主要断裂带隔透水段的位置、破碎带宽度变化及预测隔水转化为透水地段；开采安全与危险分区；主要涌水点位置、水量及预测突水部位；探放水线及安全矿柱留设地段。

(3) 矿床疏干防治水措施图。内容包括：矿床井巷分布及开采顺序；主要充水水源及通道位置；疏干方式及各种疏干工程的分布；排水方式，疏干漏斗状态及变化预测；酸性水分布地段与防治措施；堵水与截流工程的位置；安全矿柱与探水线的位置等。

(4) 矿区环境地质现状与预测图。内容包括：松散层厚度及岩性；岩溶及裂隙强（弱）发育地段；疏干漏斗现状及预测状态；等水位线；顶板崩落高度的预测分区和底板破坏深度分区；地表塌陷、裂缝、沉陷的现状及预测范围与幅度；陷落柱的估测位置；地表水体的变化；地表水及地下水水质污染的类型、范围及程度的现状与预测等。

前述某些图件要求的内容尚多，不易全部编入，应针对各矿区的主要问题和取得资料的情况进行编制。某些重复内容，可视具体图件要求，编入有关图幅。

3. 附属性矿床水文地质图件

此类图件的内容，可依据具体矿区的需要与资料多寡而定，诸如井巷分布及主要涌水与突水点分布图，地表水体整治图，矿区地热升高及污染预测图等。前述专门性图件中的某些内容，按矿区具体情况，亦可编制成相应的附属图件。

参 考 文 献

〔1〕姚凤良、郑明华主编：《矿床学基础教程》，地质出版社，1983.5.

〔2〕孙本壮主编：《采矿概论》（中技教材），冶金工业出版社，1982.2.

〔3〕北京钢铁学院采矿系著：《采矿知识》，冶金工业出版社，1974.10。

〔4〕煤炭工业部教育司组织各干校编写：《采掘基本知识》，中国工业出版社，1965.1。

〔5〕杨成田主编：《专门水文地质学》，地质出版社，1981.7。

〔6〕淄博矿务局编：《煤矿老窑积水的防治》，中国工业出版社，1965。

〔7〕地质部水文工程地质局及研究所编：《中国固体矿床水文地质分类》，地质出版社，1959.12。

〔8〕中华人民共和国地质矿产部：《矿区水文地质工程地质普查勘探规范》，地质出版社，1982.8。

〔9〕胡宽瑢：单元采空区围岩破坏计算的几个理论问题的探讨，《水文地质工程地质》，第三辑，地质出版社，1976.12。

〔10〕广东地质局编著：《隐伏岩溶类型矿区水文地质特征及勘探方法》，地质出版社，1973.7。

〔11〕胡宽瑢：试论岩溶充水矿床隔水顶底板突水机理的几个问题，《中国北方岩溶和岩溶水》，地质出版社。1982.8。

〔12〕В. С. Лукин: Гидрогеологический сборник No. 3. Провальные явления на Урале И Впредуралье. 1964。

〔13〕М. В. Сыроватко: Гидрогеология и инженерная геология при освоении угольных месторождений. Государственное научно-техническое издательство литературы по горному делу Москва. 1960.

〔14〕В·М·福明等，闵连泰译：《在生产活动影响下水文地质条件变化的评价》，地质出版社，1982.7。

〔15〕长春地质学院找矿教研室编：《找矿方法》，地质出版社，1979.8。

〔16〕地质矿产部矿山水文地质工程地质回访调查组：《岩溶充水矿山回访报告选辑》，地质出版社，1986.1。

〔17〕袁道先、蔡桂鸿著：《岩溶环境学》，重庆出版社，1988。

〔18〕王翊亭、井文涌、何强编：《环境学导论》，清华大学出版社，1989.4。

〔19〕中华人民共和国环境保护法（试行），1979.9.13.

〔20〕张英骏等：《应用岩溶学及洞穴学》，贵州人民出版社，1985.2

〔21〕康彦仁、项式钧等著：《中国南方岩溶塌陷》，广西科学技术出版社，1990.4。